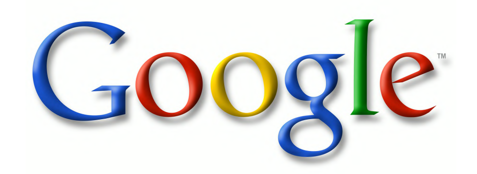
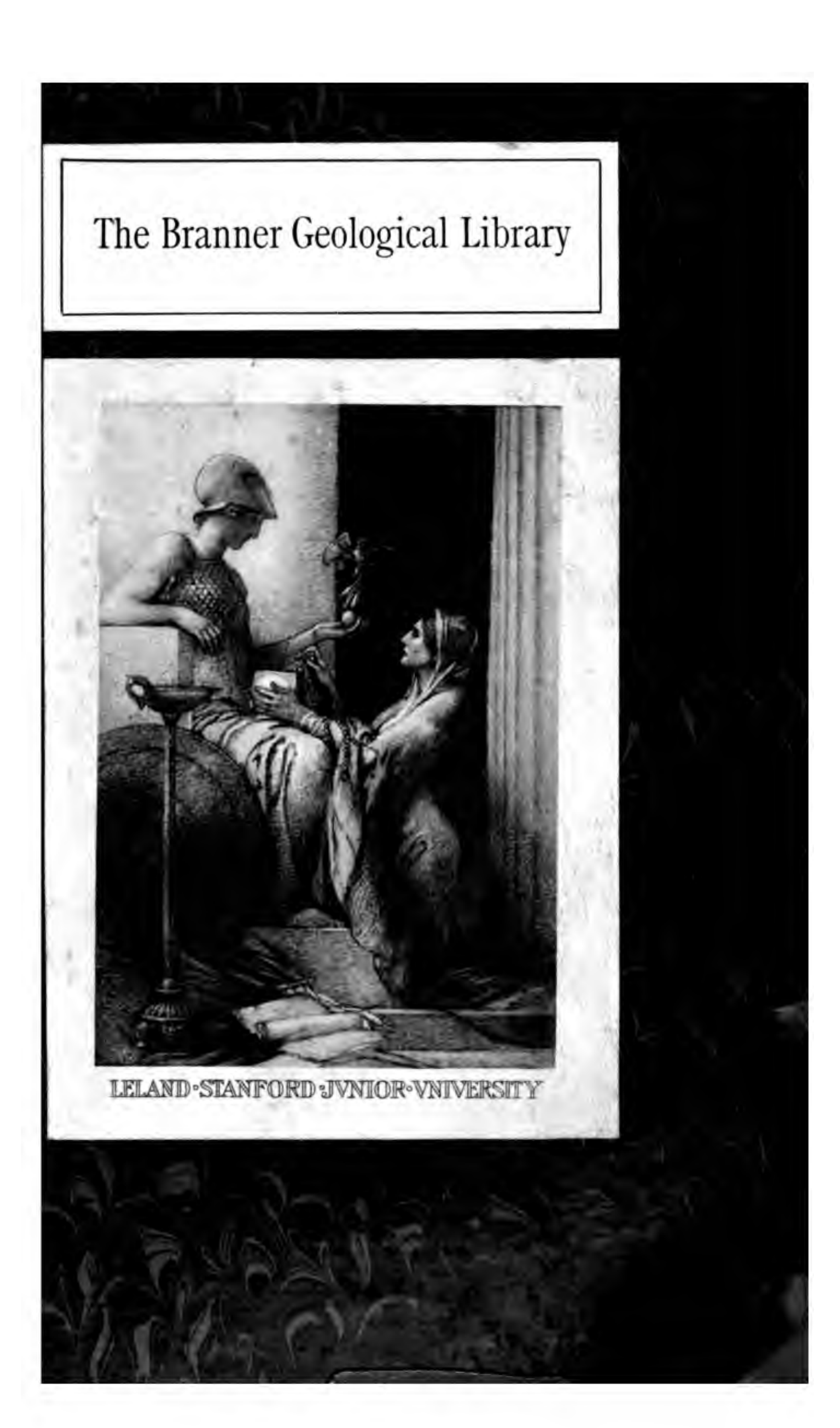
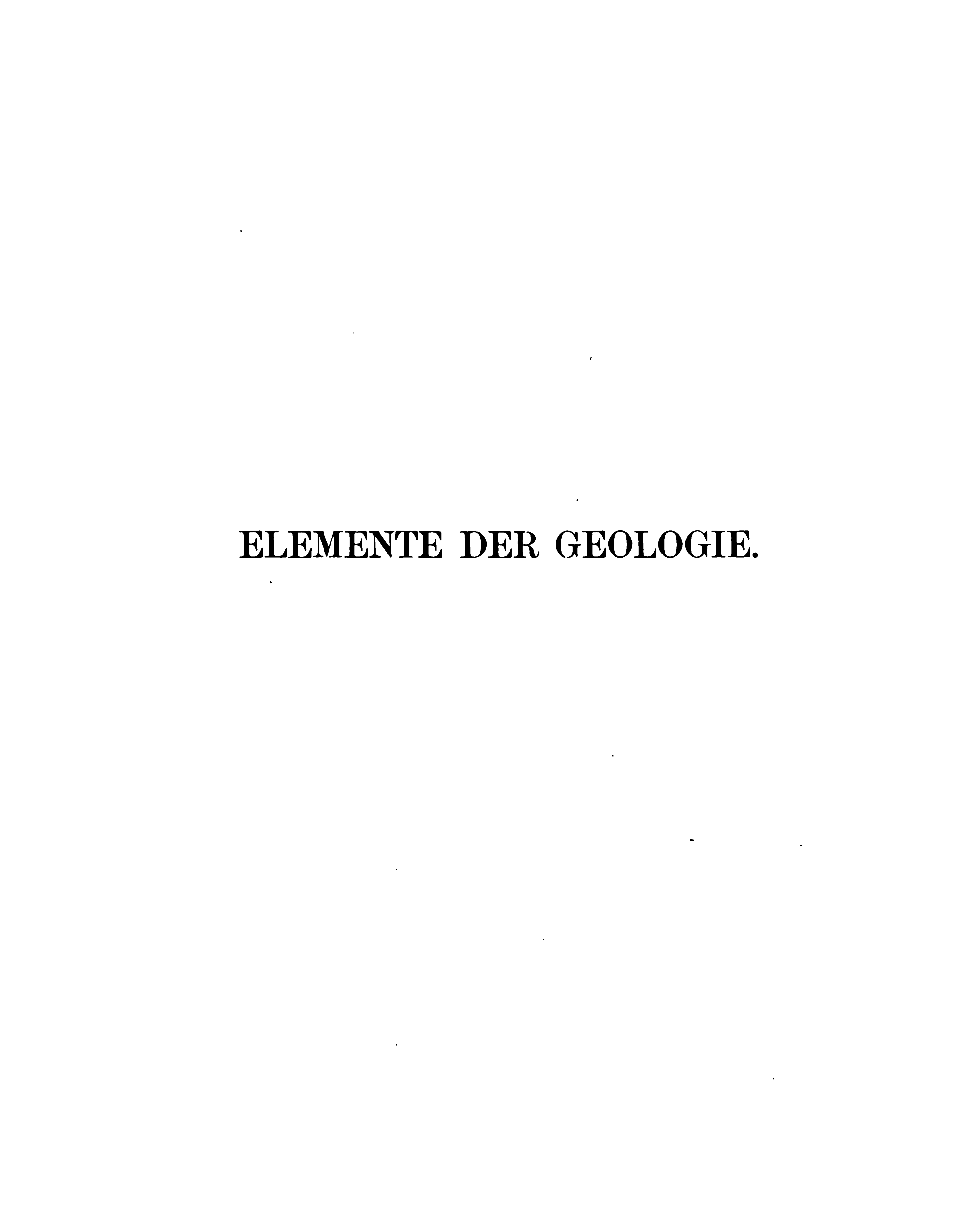





The Branner Geological Library
LELAND·STANFORD·JVNIOR·VNIVERSITY



ELEMENTE DER GEOLOGIE.

J C Branner

ELEMENTE

DER

GEOLOGIE

VON

DR. HERMANN CREDNER.

ORD. HON.-PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT LEIPZIG UND DIREKTOR DER K. SÄCHS. GEOLOGISCHEN LANDESUNTERSUCHUNG; K. S. OBERBERGRAT.

MIT 516 FIGUREN IN HOLZSCHNITT.

SECHSTE AUFLAGE.

LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1887.

IN DANKBARER ERINNERUNG

AN

SEINEN TEUEREN VATER UND LEHRER

D^R. HEINRICH CREDNER,

DEN

UNERMÜDLICHEN FORSCHER IM GEBIETE
NORDDEUTSCHER GEOLOGIE

DER VERFASSER.

Vorwort zur ersten Auflage.

Beim Entwerfen der »Elemente der Geologie«, welche ich hiermit dem naturwissenschaftlichen Publikum übergebe, habe ich es als eine meiner Hauptaufgaben betrachtet, den Erdball im Lichte eines vom Zeitpunkte seiner Individualisierung an in lebendiger fortschrittlicher Entwickelung begriffenen kosmischen Einzelwesens erscheinen zu lassen, im Gegensatze zu der rein beschreibenden Darstellungsweise, welche nur zu leicht den Eindruck hinterlässt, als ob unser Planet etwas Totes, Starres und in seinen oberflächlichen Konturen Unbewegliches und fertig Gegebenes sei. Es konnte Dies namentlich in den Kapiteln über dynamische, petrogenetische und historische Geologie geschehen, während der petrographische Abschnitt sich auf die nackte, systematische Aufzählung und Beschreibung des Gesteinsmateriales und die architektonische Geologie auf die kahle Beschreibung des Baues der Erdkruste beschränken musste. Bei Behandlung der physiographischen Geologie habe ich die Oberflächenbeschaffenheit unseres Planeten nur in skizzenhaften Umrissen entwerfen können, um mich nicht all zu weit in ein benachbartes Gebiet, das der physikalischen Geographie, zu verlieren.

In der Darstellung der Entwickelungsgeschichte des Erdballes und seiner Bewohner (also in der historischen Geologie) wird der Leser die paläontologischen Beschreibungen vermissen, welche sich in ähnlichen Lehrbüchern eingeflochten finden. Ich habe dergleichen, ohnehin nicht erschöpfende und befriedigende zoologisch-botanische Charakterisierungen der »Leitfossilien« vermeiden und deren Kenntnis voraussetzen zu müssen geglaubt, ebenso wie dies bei petrographischen und mineralogischen Studien einerseits mit Bezug auf die gesteinsbildenden Mineralien, andererseits auf die mineralbildenden Grundstoffe geschieht.

Die Eruptivgesteine, deren Emporbrechen einen so wichtigen Einfluss auf die allmähliche Umgestaltung und die jeweilige Erscheinungsweise der Erdoberfläche geäußert hat und noch äußert, naturgemäß zwischen die übrigen, wesentlich durch die Thätigkeit des Wassers vermittelten Gesteinsprodukte einzureihen, ist stets als eine Schwierigkeit

betont worden. Ich habe versucht, letzterer dadurch zu begegnen und eine natürliche Verknüpfung zwischen den vulkanischen und sedimentären Produkten des Entwickelungsprozesses dadurch herzustellen, dass ich nach Schilderung der Meeresniederschläge jeder einzelnen Periode einen Paragraphen einschaltete, in welchem ich die »vulkanischen Erscheinungen«, also Eruptionen, Niveauveränderungen, Schichtenstörungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen, die in jenes Zeitalter fielen, kurz besprach und darauf eine Aufzählung aller analogen, ihrer Ursprungszeit nach unbestimmten, zum Teil jedoch viel jüngeren Reaktionen des Erdinneren auf das Gebiet der betreffenden Sedimentformation folgen ließ. Dadurch wurde zugleich thunlich, anknüpfend an die Schilderung der Spaltenbildungen, die Mineralgänge zu erwähnen und dieselben, statt, wie sonst wohl gebräuchlich, in einem besonderen Anhange, bei den einzelnen Sedimentformationen als diesen angehörige und von ihnen untrennbare Vorkommen zu besprechen.

Leipzig, im Juli 1872.

Zweite Auflage im November 1872. **Dritte Auflage** im Januar 1876. **Vierte Auflage** im September 1878.

Vorwort zur fünften Auflage.

Der verhältnismäßig kurze Zeitraum, der zwischen dem Erscheinen der vierten und dieser fünften Auflage meiner Elemente der Geologie liegt, hat unsere Wissenschaft mächtig gefördert. An allen Zweigen der letzteren reifen die Früchte des Fleißes und des Geistes vieler, zum Teil hervorragender Mitarbeiter.

Das Mikroskop des Petrographen hat nicht nur über das Wesen vieler Gesteine und der sie zusammensetzenden Mineralien, sondern auch über ihr Werden und ihre Umbildung neues Licht verbreitet. Die Tektonik komplizierter Gebirgssysteme und weiter Landstriche ist jetzt klar gelegt. Im Zusammenhange damit haben unsere Anschauungen über die Entstehung der Gebirge und mit ihnen der häufigsten Erdbeben neue Gestalt gewonnen. In dem erdperipherischen Druck, auf welchen sie zurückgeführt worden sind, hat man zugleich eine gesteinsumwandelnde Kraft kennen gelernt. Die Theorien über derartige, mit der Gebirgsbildung

verknüpfte mechanische Vorgänge haben Physiker auf dem Wege des Experiments geprüft. Mit Hilfe chemischer Analyse glaubt man den metallischen Urquell vieler unserer Erzlagerstätten in ihrem Nachbargestein erkannt zu haben. Die Inanspruchnahme der bewegten Atmosphäre als Vermittlerin mächtiger und ausgedehnter Gesteinsablagerungen hat allgemeine Anerkennung gefunden. Der früher abenteuerlich erscheinende Gedanke einer ehemaligen totalen Vereisung großer Teile der nördlichen Halbkugel hat feste Gestalt angenommen, sich in dieser rasch eingebürgert und löst viele der Rätsel, welche bis dahin der Boden der nördlichen Hälfte Deutschlands dem Geologen bot. Die Paläontologie hat durch überraschende Funde nicht nur auf ausländischem, sondern auch auf deutschem Boden das Gesetz von der einheitlichen Entwickelung der Tier- und Pflanzenwelt gekräftigt. Durch die Erforschung der Tiefsee, ihrer Sedimente und ihrer Bewohner haben sich neue Gesichtspunkte über den Ursprung weit verbreiteter Schichtenkomplexe, sowie über ihre räumlichen und zeitlichen Beziehungen zu anderen Gesteinsbildungen eröffnet. Die Lehre von der Gliederung und der geographischen Verbreitung der Formationen hat überall und zwar wesentlich mit durch Hilfe der geologischen Landesanstalten Fortschritte zu verzeichnen.

Mit Zagen stand der Bearbeiter einer neuen Auflage seiner Elemente der Geologie vor dieser kaum zu übersehenden Fülle des Neuen und Großen, welche den engen Rahmen seines Lehrbuches zu sprengen drohte.

Sollte es ihm gelungen sein, das letztere dem hohen Standpunkte der heutigen Geologie einigermaßen anzupassen, so dankt er Dies zu nicht geringem Teile der gütigen Unterstützung und dem erfahrenen Rate wohlwollender Freunde und Fachgenossen, so der Herren Beyrich, Cohen, Hörnes, Pröscholdt und Zirkel, ganz besonders aber der Herren Benecke, Neumayr, Rosenbusch, Schlüter und Sterzel. Ferner hat Herr Eck das Kapitel über deutsche Trias einer eingreifenden Revision unterzogen, während mir Herr Sauer bei Neugestaltung des Abschnittes über Petrographie hilfreich zur Seite stand.

Mit dem Danke für diesen werkthätigen Ausdruck des Interesses für mein Lehrbuch verbinde ich die Bitte, die ich zugleich an meine übrigen Fachgenossen richte, diesen Elementen der Geologie ihre Unterstützung auch in Zukunft zu Teil werden zu lassen. — Glückauf!

Leipzig, im November 1883.

Vorwort zur sechsten, neubearbeiteten Auflage.

Auch bei Bearbeitung der sechsten Auflage meiner Elemente der Geologie bin ich bestrebt gewesen, die Forschungsresultate, welche unsere Wissenschaft den letzten drei Jahren verdankt, möglichst zum Ausdruck zu bringen, sowie Irrtümer früherer Auflagen zu beseitigen und besonders fühlbare Lücken der letzteren auszufüllen.

Wesentliche Förderung fand ich in diesem meinem Bemühen durch mannigfache Berichtigungen von seiten der Herren Beyrich, Bornemann jun., Chelius, von Dechen, Heim, Holzapfel, Ross, Wahnschaffe und Zirkel, — vorzüglich aber durch die vielseitige Unterstützung, welche mir die Herren Benecke, Eck, Endriss, Engel, Frech, Neumayr und Sauer zu Teil werden ließen. Den Dank, den ich ihnen allen hierfür zolle, wiederhole ich auch an dieser Stelle.

Leipzig, am 22. März 1887.

Hermann Credner.

Inhalt.

Einleitung.

Erster Abschnitt.

Physiographische Geologie.

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

a) Allgemeines.

b) Übersicht der Gesteinsarten.

1. Klasse. Einfache Gesteine.

Dritter Abschnitt.

Dynamische Geologie.

Der Vulkanismus.

5. Erdbeben.

Die geologische Thätigkeit des Wassers.

Die geologischen Wirkungen der Winde.

Das organische Leben als geologisches Agens.

Die devonische Formation.

Die karbonische oder Steinkohlenformation.

Die permische Formation oder die Dyas.

1. Das Rotliegende.

2. Die Zechsteinformation.

C. Die mesozoische Formationsgruppe.

Die Trias.

1. Der Buntsandstein.

2. Der Muschelkalk.

3. Der Keuper.

Die englische Trias (New Red Sandstone).

Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.

Die Trias in den Alpen.

Der Jura.

1. Der Lias.

2. Der Dogger oder braune Jura.

3. Der weiße oder obere Jura (Malm).

Die Kreideformation.

D. Die känozoische Formationsgruppe.

Das Tertiär.

Das Alttertiär.

Die Eocänformation.

Die Oligocänformation.

Das Neogen (Jungtertiär).

Einleitung.

§ 1. **Aufgabe der Geologie.** Die Geologie fasst die Erde als ein kosmisches Individuum auf, dessen Eigenschaften, Kraftäußerungen und Entwickelungsgeschichte sie zu erforschen hat. Sie bezweckt demnach nicht allein das Studium des fertigen Erdganzen und seiner einzelnen Glieder; — ihre zweite gleichberechtigte Aufgabe ist die Ergründung der Geschichte unseres Planeten und seiner Bewohner. Sie soll versuchen, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen und das Wirken der bei diesem Entwickelungsprozesse thätigen Naturkräfte zu ermitteln; sie soll versuchen, von den Zuständen der Erde während verflossener Perioden, von den jeweiligen Faunen und Floren auf ihrer Oberfläche, von der Verteilung von Festland und Meer, von den klimatischen und vulkanischen Erscheinungen früherer Zeitalter ein Bild zu gewinnen und endlich die allmählichen Veränderungen zu verfolgen, welchen alle diese Verhältnisse im Laufe der Entwickelungsgeschichte der Erde unterworfen waren.

Die Geologie liefert nach alledem nicht eine nackte Naturbeschreibung, ihre Aufgabe ist ebensoviel geschichtlicher Art; — *sie ist die Lehre von dem Erdkörper in seiner gegenwärtigen Erscheinungsweise und Zusammensetzung sowie von seiner allmählichen Entwickelung.*

§ 2. **Einteilung der Geologie.** Die Erforschung des Erdkörpers hat folgende, sich logisch auseinander entwickelnde Fragen aufzustellen und zu beantworten:

1) Welches ist die Gestalt, Größe und Oberflächenbeschaffenheit, welches sind die physikalischen Verhältnisse der Erde? Darauf antwortet *die physiographische Geologie.*

2) Aus was für Material besteht der uns zugängige Teil der Erde? Darüber handelt *die petrographische Geologie.*

3) Welche Kräfte haben bei der ursprünglichen Bildung und allmählichen Veränderung des Gesteinsmateriales, sowie der Oberflächengestaltung der Erde mitgewirkt und wirken noch jetzt? Auskunft erteilt *die dynamische Geologie.*

4) Auf welche Weise haben sich unter Mitwirkung dieser Kräfte die verschiedenartigen Gesteine gebildet? Damit befasst sich *die petrogenetische Geologie.*

5) Wie sind die Gesteine zum Aufbau der Erdveste benutzt worden, wie sind sie zum Ganzen verbunden, welches ist die Architektonik der Erde? Diese Frage behandelt die architektonische Geologie.

6) Welches ist die Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner? eine Frage, welche die historische Geologie zu beantworten sucht.

§ 3. **Hilfswissenschaften der Geologie.** Die Aufgaben der Geologie sind, wie aus dem eben Gesagten hervorgeht, so vielseitig, dass sich diese auf sämtliche übrige Zweige der Naturwissenschaften stützen muss. Eine ihrer wesentlichsten Grundlagen bietet die Mineralogie. Die Einzelkörper, welche das Material zum Aufbau der Erdkruste geliefert haben, sind die Mineralien, deren Eigenschaften, deren Bildung und Umbildung die Mineralogie lehrt. Bis zur Ermittelung der Mineralien, aus welchen die Gesteine des festen Erdkörpers zusammengesetzt sind, geht der Geolog beim Zergliedern des Erdganzen zurück, ihre Kenntnis aber setzt er voraus.

Die Chemie, die Lehre von den Veränderungen bei der Einwirkung der Materien auf einander, macht die Deutung der Gesteinsentstehung, die Verfolgung der Vorgänge beim Werden und bei der Umbildung der Gesteine möglich und giebt durch die chemische Analyse Mittel zu Gesteinsuntersuchungen an die Hand.

Die Paläontologie, die Wissenschaft von den Faunen und Floren der Vorwelt, muss als eine der Hauptgrundlagen des geologischen Studiums betrachtet werden. Sie giebt die Möglichkeit, die viele tausend Meter mächtige Aufeinanderfolge von Gesteinsschichten in zusammengehörige Komplexe (Formationen) zu scheiden, sie lehrt, das Alter der einzelnen Gesteinsbildungen zu konstatieren, sie liefert Mittel, zwei wenn auch noch so weit von einander entfernte Schichten hinsichtlich ihres Alters zu vergleichen, sie giebt Andeutungen über die physikalische Geographie früherer Perioden und spricht endlich in der unsere Zeit bewegenden Frage über die Entwickelungsgeschichte der Organismen das entscheidende Wort.

Auch die Physik steht in mannigfaltigster Beziehung zur Geologie. Ist doch die Mineralogie zum großen Teile eine physikalische Wissenschaft und sind doch die Fragen nach dem spezifischen Gewicht der Erde, nach den Temperaturverhältnissen des Erdinneren, nach dem Erdmagnetismus rein physikalischer Natur.

Ebenso innig ist das Verhältnis der Astronomie zur Geologie. Sie belehrt uns über die Stellung unseres Planeten im Weltsystem, sie berechnet die Dimensionen und die allgemeine Form der Erde und giebt Andeutungen über die ursprünglichsten Zustände derselben.

Zwischen Geographie endlich und Geologie lassen sich überhaupt keine scharfen Grenzen ziehen. Die Oberflächenbeschaffenheit der Erde ist eben der Ausdruck des geologischen Baues derselben und das Endprodukt der Summierung der Resultate aller früheren geologischen Vorgänge.

§ 4. **Geologische Litteratur.** Die wissenschaftliche Entfaltung der Geologie war abhängig von der Entwickelung der Chemie, Mineralogie und

Paläontologie und gehört wie die ihrer eben genannten Hilfswissenschaften der neuesten Zeit an. Trotzdem hat ihre Litteratur bereits eine große Ausdehnung gewonnen, wie die Litteraturangaben über und in jedem einzelnen Abschnitte dieses Lehrbuches beweisen, obwohl an diesen Stellen nur einige wenige der wichtigsten Publikationen angeführt werden konnten.

a) Von den **Handbüchern,** welche das ganze Gebiet der Geologie umfassen, sind zu erwähnen:

C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, 3 Bände, 2. Aufl. Leipzig 1858 bis 1872.
G. Leonhard, Grundzüge der Geognosie und Geologie. 3. Aufl. Leipzig und Heidelberg 1874. 4. Aufl. besorgt durch R. Hoernes. 1885 und 86.
W. von Gümbel (Geologie von Bayern. I .Teil), Grundzüge der Geologie. 1885 und 86.
M. Neumayr, Erdgeschichte. Leipzig 1886.
F. von Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. 2. Aufl. Wien 1877.
A. Stoppani, Corso di Geologia. Milano 1871.
O. Heer, Urwelt der Schweiz. 2. Aufl. Zürich 1879.
Sir Charles Lyell, Elements of geology. London.
A. Geikie, Text-Book of geology. London, 1822. 2. edit. 1884.
J. D. Dana, Manual of geology. 2. edit. Philadelphia a. London 1875.
A. de Lapparent, Traité de Géologie. 2. éd. Paris 1885.
F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.

b) **Lehrbücher einzelner geologischer Disziplinen;** z. B. über Formationslehre, Petrographie, Erzlagerstättenlehre und einzelne Abschnitte der dynamischen Geologie.

c) **Monographische Arbeiten.** Dieselben behandeln teils gewisse Gesteinsarten oder Schichtenkomplexe, teils den geologischen Bau gewisser Gegenden, oder endlich geologische Vorgänge und bilden die Hauptmasse der Litteratur. Zahlreiche dieser Publikationen, ebenso wie die Lehrbücher einzelner geologischer Disziplinen werden sich über und in den Abschnitten dieses Lehrbuches zitiert finden. Die Mehrzahl der Monographieen ist enthalten in den

d) **geologischen Zeitschriften,** nämlich:

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, gegründet von K. C. von Leonhard und H. G. Bronn 1830, fortgesetzt von G. Leonhard und H. B. Geinitz, seit 1879 herausgegeben von E. W. Benecke, C. Klein und H. Rosenbusch, seit 1885 von Bauer, Dames, Liebisch.
Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, erscheint seit 1848 in Berlin.
Jahrbuch der königl. preußischen geologischen Landesanstalt. Berlin; seit 1880.
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, erscheint seit 1850 in Wien.
Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien.
Geological Magazine. London. Erscheint seit 1864.
Quarterly Journal of the geological Society of London.
Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
Bulletin de la Société géologique de la France.
Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia. Firenze, u. A.

e) **Geologische Karten,** begleitet von Profilen, sind der graphische Ausdruck unseres geologischen Gesamtwissens über eine Gegend. Als Beispiele mögen angeführt werden:

J. Marcou, Carte geologique de la terre. 1 : 23 000 000. Zürich 1875.
A. Dumont, Carte géologique de l'Europe. 1 : 4 000 000. Paris et Liège.
von Dechen, Geognostische Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich, England und den angrenzenden Ländern, II. Ausgabe. 1869.
von Dechen, Geologische Karte von Deutschland. Berlin 1869. 2. Aufl. 1884.
Geologische Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Herausgegeben durch das Königl. Preuß. Ministerium für Handel, Gewerbe und öffentliche Arbeiten unter der Leitung von Beyrich und Hauchecorne. Mit erläuterndem Texte. 1 : 25 000. Seit 1870 im Erscheinen begriffen.
Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Herausgegeben vom K. Finanz-Ministerium, bearbeitet unter der Leitung von Hermann Credner. Mit erläuternden Texten. Seit 1877 im Erscheinen.
Geognostische Karte des Konigreichs Bayern und der angrenzenden Länder von C. W. Gümbel. München 1855. 1 : 500 000.
Geognostische Wandkarte von Württemberg, Baden und Hohenzollern von O. Fraas. Stuttgart 1882. 1 : 280 000.
Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen von A. von Dechen. 1 : 80 000. Berlin 1855—65. 2. Aufl. 1882. (Übersichtskarte derselben Provinzen. 1 : 500 000. 2. Aufl. Berlin 1883.)
Geognostische Übersichtskarte des Harzgebirges von K. A. Lossen. Berlin. 1 : 100 000.
Geognostische Karte des Thüringer Waldes von Heinrich Credner. Gotha 1854 u. 1855. 1 : 200 000.
Geognostische Karte vom Königreich Hannover von Herm. Römer. Berlin 1851. 1 : 100 000.
Geognostische Karte vom Herzogtum Braunschweig von A. v. Strombeck. Braunschweig 1856. 1 : 100 000.
Geologische Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harze von Jul. Ewald. Berlin 1864. 1 : 100 000.
Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden von E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge. Berlin. 1 : 100 000.
Geognostische Karte von Oberschlesien von Ferd. Römer. 12 Blätter. Berlin. 1 : 100 000.
Geologische Karte der Provinz Preußen von G. Berendt; fortgesetzt von A. Jentzsch. Berlin. 1 : 100 000. Seit 1868 im Erscheinen begriffen.
Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie von Fr. v. Hauer. 1 : 570 000. Wien; seit 1867 im Erscheinen begriffen.
Carte géologique de la Suisse de B. Studer et A. Escher von der Linth. 2. éd. Winterthur 1867. 1 : 380 000. Danach Übersichtskarte im Maßstabe 1 : 760 000.
Carta geologica d'Italia. Roma 1881. 1 : 1 111 111.
Carte géologique de la France par Dufrénoy et Elie de Beaumont. Paris 1840. 1 : 500 000.
Carte géologique de la Belgique par A. Dumont. 1849. 1 : 160 000; sowie 1 : 833 333.
Geolog. Kaart van Nederland, door W. O. H. Staring. Haarlem 1858—1867. 24 Blätter. 1 : 200 000.
Geological map of the British Isles and adjacent Coast of France by John Phillips. 2. ed. 1862. 1 : 1 500 000.
Geologische Karte von Schweden. Stockholm; seit 1862 in Publikation begriffen. Redigiert von A. Erdmann, nach diesem von A. Torell. 1 : 50 000.
Geologisk oversigtskart over det sydlige Norge. Th. Kjerulf. Kristiania 1877.

Erster Abschnitt.

Physiographische Geologie.

Die große Mannigfaltigkeit in der Beschaffenheit der Erdoberfläche ist das Resultat aller der Einzelvorgänge, welche wir unter dem Begriffe des Entwickelungsprozesses unseres Planeten zusammenfassen. Dieser Erfahrungssatz giebt die Mittel an die Hand, aus gewissen physikalischen Verhältnissen der Erde Rückschlüsse auf deren Entwickelungsgeschichte selbst zu machen. Auf die gedrängte Beschreibung derjenigen Erscheinungen des Erdganzen, in welchen die frühesten Zustände unseres Planeten am unverkennbarsten ihren Ausdruck gefunden haben, also namentlich der Gestalt unserer Erde, der Temperaturverhältnisse des Erdinnern, der Verteilung des Festlandes und der Ozeane, muss sich der der physiographischen Geologie gewidmete Abschnitt dieses Handbuches beschränken.

§ 1. **Gestalt und Gröfse der Erde.** Die Erde ist ein mit Polarabplattung versehenes Ellipsoid, dessen Äquatorialdurchmesser 1719, dessen Achse 1713 geographische Meilen beträgt. Die Abplattung an jedem der Pole beläuft sich somit nur auf drei Meilen.*) Die Abweichung von der Kugelgestalt ist demnach äußerst gering und scheint fast zu verschwinden, wenn man in Berücksichtigung zieht, dass der Niveauunterschied zwischen dem tiefsten Meeresgrunde und dem höchsten Berge fast ebensoviel beträgt.

Die Ellipsoidgestalt der Erde wurde vorzugsweise durch Gradmessungen konstatiert, welche freilich, so lange als die Kugelgestalt der Erde für zweifellos galt, allein die Ermittelung der Erdgröße zum Zwecke hatten und erst später, als durch Pendelbeobachtungen Zweifel an der Richtigkeit der bisherigen Ansicht rege wurden, auf Feststellung der Abweichungen der Erdfiguration von der Kugelform gerichtet waren.

Die Messungen der Größe der Erde beruhen auf dem Satze, dass wir den Durchmesser einer Kugel berechnen können, sobald ein Bogen eines

*) Nach Clarke ist der Äquatorialhalbmesser = 6378490 m, — der Polarhalbmesser = 6356455 m, — die Abplattung = $\frac{1}{293}$, letztere nach Listing = $\frac{1}{288}$.

ihrer größten Kreise, also eines Meridians der vorausgesetzten Erdkugel, sowohl nach seinem Winkel-, als auch nach seinem Linearmaße gegeben ist. Die Winkelgröße eines Meridianbogens wurde mit Hilfe astronomischer Beobachtungen, die Länge desselben durch Messung mit der Kette oder durch Triangulation festgestellt und nach dem Satze, dass sich der Meridianwinkel zum Kreis, also zu 360°, wie der Meridianbogen zum ganzen Meridian verhält, die Größe des letzteren berechnet.

Die Entdeckung des Jahres 1672, dass das aus höheren Breiten nach dem Äquator gebrachte Sekundenpendel eine geringere Anzahl von Schwingungen macht als früher, also verkürzt werden muss, um seinem Zwecke zu entsprechen, erschütterte das Theorem von der Kugelgestalt der Erde, auf deren Oberfläche die Schwerkraft, also auch die Zahl der Pendelschwingungen überall die gleiche gewesen sein würde. Die obenerwähnten Beobachtungen gaben deshalb Newton und Huyghens Veranlassung, die Erde als ein an den Polen seiner Umdrehungsachse abgeplattetes Rotationssphäroid anzusprechen. Die Richtigkeit dieser Folgerung sollte namentlich durch Gradmessungen entschieden werden, welche darauf gerichtet sein mussten, zu konstatieren, ob die Meridianbogen gleicher Winkel, also z. B. eines Grades in höheren und niederen Breiten, gleich, oder ob sie nach den Polen zu größer als am Äquator seien, wie es bei Ellipsen mit Polarabplattung der Fall ist. Zwei zu diesem Zwecke in den Jahren 1735 und 36 abgesandte französische Expeditionen stellten in Lappland und in Peru Gradmessungen an, deren Resultate die Theorie von der ellipsoidischen Gestalt der Erde vollkommen bestätigten.*)

Auch durch Pendelschwingungen ist die Gestalt der Erde bestimmbar. Diese Möglichkeit beruht auf dem Gesetze, dass die Schwerkraft quadratisch mit der Entfernung der Schwerpunkte abnimmt. Da nun gleich lange Pendel an den Polen schneller schwingen als an dem Äquator, die Länge des Sekundenpendels also von den Polen nach dem Äquator abnimmt,**) so müssen erstere dem Schwerpunkte der Erde näher liegen, als der letztere, die Meridiane also Ellipsen sein.

Die geometrische Gestalt der Erde bezeugt die Art ihrer Entstehung. Ihre Form als Rotationsellipsoid deutet darauf hin, dass sich ihr Material **ursprünglich** in einem **plastischen**, einem **flüssigen** Zustande befunden hat, und zwar erhält die Ansicht der Geologen, dass derselbe ein glutflüssiger gewesen, durch Beobachtungen, welche in späteren Abschnitten mitgeteilt werden, einen festen Stützpunkt. Damit stimmen auch die Resultate der durch spektralanalytische Untersuchungen bestätigten

*) Länge eines Meridiangrades in Lappland = 111,949 km; in Peru 110,608 km.

**) Länge des Sekundenpendels auf St. Thomas = 990,887 mm; auf Spitzbergen = 996,043 mm.

astronomischen Forschung überein, welche unser Planetensystem von einem in glühend-gasförmigem Zustande befindlichen Nebelflecke ableitet und die einzelnen Planeten als in verschiedenen Stadien der Abkühlung befindliche losgetrennte Ballen jenes früher einheitlichen Urnebelflecks ansieht (Kant'sche Theorie). So besitzen ganz analog unserer Erde Saturn und Jupiter eine polare Abplattung, die jedoch wegen der bedeutenderen Größe und rascheren Achsendrehung derselben eine viel beträchtlichere ist, als die der ersteren.

In den ältesten geologischen Zeiträumen entsprach die durch Rotation bedingte Form der Erde sicherlich ihrer mathematischen Gestalt noch mehr als heute. Sie stellte wohl ein vollkommenes Rotationsellipsoid vor und war ringsum von einer Wasserschicht gleichmäßig überdeckt. Kontinentalmassen und ozeanische Vertiefungen entstanden erst später und verwischten die ursprüngliche Erdgestaltung.

§ 2. Das spezifische Gewicht der Erde. Die mittlere Dichtigkeit der Erde ist 5,6 mal größer als die des Wassers (nach Paynting und Jolly = 5,69; nach Cornu und Baille = 5,56). Die Feststellung dieses Wertes war nicht auf direktem Wege, wohl aber mittelbar dadurch möglich, dass man eine Wirkung der Masse der Erde, z. B. ihre Anziehung, mit der eines anderen, seiner Masse nach bekannten Körpers verglich. Zu diesem Zwecke hat man verschiedene Methoden in Anwendung gebracht. Die erste derselben beruht auf der Ablenkung des Bleilotes aus der wahren Vertikallinie durch Anziehung von seiten der Masse eines naheliegenden Berges; die zweite auf der Beobachtung von Pendelschwingungen auf dem Gipfel eines hohen Berges oder im Grunde eines tiefen Schachtes und von solchen auf der ebenen Erde, wobei die Differenz der Schwingungszahlen auf Kosten der zwischen beiden Beobachtungspunkten liegenden Erdmasse zu setzen ist, — eine noch andere Methode auf den Schwingungen eines horizontalen, daher der Schwerkraft entzogenen und durch die Anziehung großer Metallkugeln in Bewegung gesetzten Pendels (der Drehwage).

Das hohe spezifische Gewicht der Erde muss überraschen, wenn man es mit dem der bekannten festen Erdkruste vergleicht, welches etwa 2,5 beträgt, während sich die Dichtigkeit der kontinentalen und ozeanischen Erdoberfläche zusammen auf kaum 1,6 beläuft. Es ergiebt sich daraus, dass das spezifische Gewicht des Erdinneren bedeutend größer als 5,6 ist, sowie die Wahrscheinlichkeit, dass die Dichtigkeit des Erdmateriales mit der Tiefe zunimmt, — Verhältnisse, welche ähnlich wie die Gestalt der Erde einen ursprünglich flüssigen Zustand unseres Planeten voraussetzen, besonders wenn man noch in Betracht zieht, dass Mittelpunkt und Schwerpunkt der Erde zusammenfallen, mit anderen Worten eine vollkommen regelmäßige Anordnung der gleich dichten Massen zu konzentrischen Zonen stattfinden muss, wobei die spezifisch schwersten den inneren Kern einneh-

men, um welchen sich Schalen von nach außen immer geringer werdender Dichtigkeit lagern.

Aus der Zunahme der Dichtigkeit der Erde gegen ihr Zentrum, sowie aus dem Vergleiche zwischen den Meteoriten und den Gesteinen der Erde schlossen Dana, Daubrée u.a., dass das Erdinnere aus Metallmassen, vorzüglich aus Eisen bestehen dürfte. Hierfür scheinen auch die großen, bis 500 Cent. schweren Blöcke von gediegenem Eisen zu sprechen, welche, vom Basalte aus der Erdtiefe mit hervorgebracht, von Nordenskjöld bei Ovifak an der Westküste von Grönland gefunden wurden.

§ 3. **Temperatur des Erdinneren. Glutflüssiger Erdkern.** Die Beeinflussung der Temperatur unseres Planeten durch die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen beschränkt sich auf die äußerste Oberfläche der Erde und hört bereits in einer Tiefe von 20 bis 25 m vollständig auf. In diesem Niveau herrscht, da sich hier selbst die jährlichen Wechsel in der Einwirkung der Sonne nicht mehr geltend machen können, eine jahrein, jahraus konstante Temperatur, und zwar ist dieselbe im allgemeinen die nämliche wie die mittlere Temperatur des an der Erdoberfläche vertikal darüber gelegenen Punktes. So sind in den 29 m tiefen Kellern des Pariser Observatoriums seit 1783 Thermometer aufgestellt, welche konstant eine Temperatur von 11,6° C. zeigen.

Während die Wärme der äußersten Erdkruste eine fremde, von der Sonne geborgte und von dieser abhängige ist, machen sich unterhalb der Grenze dieser Beeinflussung Temperaturverhältnisse in einer Weise geltend, dass man auf einen in der Tiefe der Erde selbst liegenden, also tellurischen Wärmequell schließen muss. Von der Grenze der Einwirkung der Sonnenwärme an findet nämlich, überall wo und so weit man bis jetzt in die Erdrinde eingedrungen ist, nach der Tiefe zu eine stete Temperaturzunahme statt. Es herrscht also in den verschiedenen Niveaus der Erdtiefe eine an jedem Punkte zwar konstante, aber in gleichem Schritte mit der Tiefe zunehmende Wärme. Dieser in geologischer Beziehung hochwichtige Satz findet seine Begründung in den Resultaten zahlreicher in Bohrlöchern, artesischen Brunnen und Bergwerken angestellten Beobachtungen.

Namentlich gab das Abteufen von Bohrlöchern, durch welche die Erforschung technisch nutzbarer Lagerstätten bezweckt wird, oder die zu artesischen Brunnen dienen sollen, Gelegenheit, genaue Temperaturmessungen des in konstatierten Tiefen hervorbrechenden Wassers vorzunehmen und aus diesen auf die Temperaturverhältnisse der durchbohrten Gesteinszonen selbst zu schließen. Diese Versuche liefern jedoch nur dann die gewünschten Resultate, also die wahre Temperatur der jeweilig erreichten Erdtiefen, wenn durch besondere Vorrichtungen der Abschluss der in der Tiefe des Bohrloches stehenden Wassersäule ermöglicht und dadurch verhindert wird, dass kalte und deshalb schwerere Wasser einen Teil des

der erreichten Tiefe entquellenden wärmeren Wassers verdrängen und so eine Erniedrigung seiner ursprünglichen Temperatur bewirken.*) Derartig ausgeführte Beobachtungen haben zu dem bestimmten Resultate geführt, dass unterhalb der Grenze der Beeinflussung von seiten der Sonnenwärme nach der Tiefe zu eine stete Zunahme der Temperatur stattfindet, und nirgends hat man Tiefen erreicht, in denen die Wärme des Erdkörpers nicht zugenommen oder gar abgenommen hätte. Die Anzahl von Metern oder Fußen, welche man in die Tiefe gehen muss, um eine Erhöhung der Temperatur um 1° C. wahrnehmen zu können, nennt man die **geothermische Tiefenstufe**. Bei Gelegenheit der Anlage zahlreicher Bohrlöcher vorgenommene Beobachtungen ergeben, dass z. B. in dem Bohrloche von Rüdersdorf durchschnittlich alle 26,9 m, in dem von Grenelle alle 32,6 m und in dem von Neusalzwerk alle 29,6 m, in dem von Pregny bei Genf alle 29,71 m, in dem von Mondorf alle 28,6 m eine Temperaturzunahme von je 1° C. stattfand, dass mit anderen Worten die geothermische Tiefenstufe in diesen Bohrlöchern im Durchschnitte etwa 30 m betrug. Aus Beobachtungen, welche Dunker in dem Bohrloche von Sperenberg anstellte, ergaben sich folgende Temperaturen:

Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)
26,7	9°
223,0	21,6°
286,7	23.5°
350,4	26,4°
414,1	26.9°
477,8	30,9°
605,2	33,1°
669,0	35,9°
1080,0	46,5°
1268,6	48,1°

Die Berechnung dieser Temperaturbeobachtungen ergiebt, dass die Wärme im Sperenberger Bohrloche mit der Tiefe stetig zunimmt, und zwar um 1° C auf durchschnittlich je 31,8 m.**)

---

*) E. Dunker. Über die Benutzung tiefer Bohrlöcher zur Ermittelung der Temperatur des Erdkörpers und die deshalb in dem Bohrloche zu Sperenberg auf Steinsalz angestellten Beobachtungen. Zeitschr. f. d. ges. Nat. 1872. Neue Folge. Bd. VI. S. 319.

Derselbe. Über die möglichst fehlerfreie Ermittelung der Wärme des Inneren der Erde und das Gesetz ihrer Zunahme mit der Tiefe. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal 1877. S. 590 und ebendort 1879. S. 116.

**) F. Henrich. Über die Temperaturen im Bohrloche zu Sperenberg und die daraus erzogenen Schlüsse. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1876. S. 716. Vergl. auch Hann. Zeitschr. d. öst. Ges. f. Met. 1878. XIII. S. 21; ferner Zöppritz. Geogr. Jahrb. Gotha 1880. VIII. S. 26.

Bestätigt werden diese Resultate durch Temperaturbeobachtungen in Bergwerken, in deren einigen man bis zu 1000 m Tiefe hinabgedrungen ist. Hier ist die zweckmäßigste Methode diejenige, bei welcher man unmittelbar die Temperatur des Gesteines innerhalb frisch geschlagener, mehrere Fuß tiefer Bohrlöcher zu bestimmen sucht.*) In Schächten des Erzgebirges wurde die geothermische Tiefenstufe zu 41,8 m, in solchen bei Manchester zu 38,3 m, bei Newcastle zu 33,3 m festgestellt. Für den St. Gotthardt berechnete Stapff nach Beobachtungen im dortigen Tunnel eine Tiefenstufe von 50 m, Giordano eine ebensolche im Tunnel des Mt. Cenis. Andere Bohrlöcher und Schächte lieferten freilich Resultate, welche von den oben aufgezählten mehr oder weniger abweichen, was durch lokale Ursachen (unterirdische Wasserzirkulation, Zersetzungsprozesse in den Gesteinen, Nähe heißer Quellen und Vulkane) bedingt sein dürfte. Überall aber wurde übereinstimmend festgestellt, dass eine Wärmezunahme mit der Tiefe stattfindet und dass die Temperatur in jeder beträchtlicheren Tiefe konstant ist, während die Größe der geothermischen Tiefenstufe nach Maßgabe der Gesteinsbeschaffenheit und anderer lokaler Umstände sehr schwankt, für gewöhnliche Tiefen jedoch in einer runden Mittelzahl auf 33 m veranschlagt werden kann.

Selbst in Jakutsk, wo der Boden bis zu einer Tiefe von fast 200 m das ganze Jahr hindurch gefroren ist, nimmt die Kälte mit der Tiefe ab, und zwar des guten Leitungsvermögens des Eises wegen in sehr kleinen geothermischen Tiefenstufen, so dass die Temperatur in 130 m von — 17,12° C. auf — 2,9° C. steigt.

Eine ebensolche Erhöhung der Temperatur der Gesteine und der in ihnen zirkulierenden Gewässer mit zunehmender Tiefe, wie sie für die äußerste Schicht der Erdkruste konstatiert ist, wird auch in für uns unerreichbaren Teufen stattfinden. Und in der That legen die heißen Quellen, welche an zahlreichen Punkten hervordringen, Zeugnis ab von dem Temperaturzustande jener Niveaus des Erdinneren, denen sie ihre hohen Wärmegrade verdanken, und die mit Zugrundelegung des vorher Mitgeteilten einer Tiefe von etwa 3300 m angehören müssen. Steigen nun ähnlich wie diese heißen Quellen geschmolzene Gesteinsmassen aus dem Erdinneren auf, so können wir nicht anders als schließen, dass sie aus Tiefen stammen, in welchen genügende Hitzegrade herrschen, um jene Gesteinsmassen in Fluss zu versetzen, also wenigstens 2000° C. Eine derartige Temperatur würde man, wenn die Wärmezunahme dem Gesetze einer arithmetischen Progression folgte, in 66 000 m Tiefe erreichen. Weil jedoch die geothermischen Tiefenstufen mit der Tiefe selbst zu wachsen scheinen und

*) F. Reich. Beobachtungen über die Temperatur des Gesteins in verschiedenen Tiefen in den Gruben des sächs. Erzgebirges in d. Jahren 1830 bis 32. Freiberg 1834.

ihre Größe ebenso wie das Gesetz ihrer Zunahme noch unsicher ist, so bleibt es ratsam, vorläufig noch darauf zu verzichten, die Tiefe zu berechnen, in welcher Schmelzhitze herrscht. Unbestreitbare Thatsache aber bleibt es, dass die Temperatur der Erdschichten nach der Tiefe zu, so weit man bis jetzt in sie eingedrungen ist, zunimmt, und dass in größerer, aber nicht genauer bestimmbarer Tiefe noch höhere Temperaturgrade herrschen, wie dies aus dem Empordringen heißer Quellen und geschmolzenen Gesteinsmateriales hervorgeht. Da nun heiße Quellen sowohl wie flüssige Laven an zahllosen, über die ganze Erdkugel verteilten Punkten hervorbrechen, so muß auf einen in der Erdtiefe überall vorhandenen Wärmequell, einen **glühenden Erdkern** geschlossen werden, welcher sich allmählich mit einer Erstarrungskruste, unserer jetzigen Erdrinde, umgeben hat. Mit dieser Auffassung harmoniert der Satz, zu welchem die beiden vorigen Paragraphen führten, dass die Gestalt und das spezifische Gewicht der Erde auf einen ursprünglich flüssigen Zustand hinweisen. (Siehe auch Dynam. Geol. Heiße Quellen; Schluss.)

Was den Aggregatzustand dieses glutigen Erdinneren betrifft, so halten die meisten Geologen letzteres für glutflüssig, andere für vollkommen erstarrt, — noch andere für verfestigt durch Druck, aber durch lokale Verminderung desselben (z. B. Spaltenbildungen in der Erdrinde) sich wieder verflüssigend und ausbruchsfähig (Reyer), — oder für aus abwechselnden festen und flüssigen Schalen zusammengesetzt (Streng) oder für gasförmig (A. Ritter).

§ 4. **Verteilung von Land und Meer auf der Erdoberfläche.** Der glühende Erdkern hat drei Umhüllungen, eine nur lokal verbreitete, das Wasser (Hydrosphäre), und eine allgemeine, die Atmosphäre; zwischen der partiellen Wasserbedeckung tritt die Erdkruste (Lithosphäre) als Land zu Tage. Die Oberfläche unserer Erde wird demgemäß von Land und Wasser gebildet, jedoch in einem sehr ungleichen Verhältnisse: das letztere nimmt fast zwei Drittel mehr Oberfläche ein als das Land, oder genauer: die Größe des Meeresspiegels verhält sich zu der Oberfläche des Festlandes wie 276 : 100. Eine noch ungleichere ist die Verteilung des Landes innerhalb der einzelnen Zonen, welche die Erde umgürten, indem die nördliche Halbkugel fast dreimal so viel Festland als die südliche, die nördliche gemäßigte Zone gleich viel Land und Wasser, die heiße Zone $\frac{1}{3}$ Land und $\frac{2}{3}$ Meer besitzt, und endlich auf die Oberfläche der südlichen gemäßigten Zone nicht ganz $\frac{1}{10}$ Land kommt.

§ 5. **Allgemeine Gruppierung der Kontinente und Ozeane.** Während die Kontinente voneinander getrennte, isolierte Massen bilden, nehmen die Ozeane ein zusammenhängendes Becken ein, sind ein einziges, in verschiedene, aber kommunizierende Arme gegliedertes Ganzes. Das Land gruppiert sich in zwei größeren Kontinentalkomplexen, der Ostfeste, an

welche sich Australien anschließt, und der Westfeste um den Nordpol, um sich in südlicher Richtung immer mehr zu verschmälern und endlich in der Südspitze von Afrika und Südamerika ganz auszukeilen. Die Wasser hingegen haben sich mehr um den südlichen Pol angesammelt und senden nach Norden zu drei große Ausläufer, den atlantischen, den stillen und den indischen Ocean aus, welche sich zwischen die nach Süden zu hornförmig auslaufenden Kontinente schieben, um sich in demselben Verhältnisse, wie das Land an Ausdehnung gewinnt, zu verengen. Während aber die Ozeane bis zum Nordpole reichen und dort die Nordküste des Festlandes bespülen, liegt die mittlere südliche Grenze des letzteren bereits am 45. Parallelkreis, also gerade halbwegs zwischen Äquator und Südpol. So reicht Südamerika nur bis zum 56. Parallelkreis, also bis in die Breite von Edinburgh und Kopenhagen, Afrika nur bis etwa zum 35., also bis in die Breite von Kreta und Cypern, Australien (mit Tasmanien) bis etwa zum 44., also bis in die Breite von Florenz. Jedoch erhebt sich innerhalb der rings um den Südpol ausgebreiteten Eismassen eine Inselgruppe oder ein Polarkontinent über den Wasserspiegel.

§ 6. **Gliederung der Kontinentalmassen.** Wie bereits erwähnt, gruppiert sich das Festland zu zwei voneinander unabhängigen Kontinentalmassen, einem östlichen und einem westlichen Landkomplex. Letzterer besteht aus Nord- und Südamerika, ersterer aus Europa, Afrika und Asien, denen sich, durch eine Kette von Inseln eng verbunden, Australien anschließt. Diese beiden großen Kontinentalmassen werden in fast rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung, also in ungefähr ost-westlicher Richtung, durch tiefe Buchten, welche Bruchzonen der Erdkruste ihren Ursprung verdanken, eingeschnitten und dadurch in eine nördliche und eine südliche Hälfte geteilt. Wird die Landenge von Panama, wie es mit der von Suez geschehen, durchstochen, so würde sich vom Roten und Mittelländischen Meere, dem Caribischen Meere und den Wasserstraßen des ostindischen Archipels nebst den dazwischen liegenden ozeanischen Zonen ein ununterbrochener Gürtel offenen Wassers um die Erde ziehen. Infolge dieser Einkerbung zerfällt die Westfeste als Doppelkontinent in Nord- und Südamerika, ebenso wie die Ostfeste in Europa-Asien und einerseits Afrika, andrerseits Australien.

§ 7. **Inseln.***) Die zahlreichen Inseln, welche sich in nächster Nähe des Festlandes über den Spiegel des Ozeanes erheben (die Gestade-Inseln), sind als randlich losgetrennte Glieder der Kontinente zu betrach-

*) O. Peschel. Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde, als Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche. Leipzig 1870. Über den Ursprung der Inseln. S. 24. Spezielleres in F. G. Hahn, Insel-Studien. Leipzig 1883.

ten, von denen sie nur durch verhältnismäßig seichte Wasser getrennt sind, so dass sie infolge einer Niveauveränderung von einigen hundert Fußen wieder mit dem Festlande vereinigt sein würden. So gehören Schottland, England und die dänischen Inseln dem europäischen, Japan und der größte Teil der ostindischen Inseln dem asiatischen, Tasmanien, Neu-Guinea und Celebes dem australischen, Vancouver, Neufundland und das Feuerland dem amerikanischen Kontinentalsockel an, und erst seewärts von ihnen stürzt sich der Meeresboden steil zu dem eigentlichen ozeanischen Becken ab, beginnt also erst der Ozean.

Die Lostrennung der Gestadeinseln vom Festlande ist entweder durch den zerstörenden Einfluss der Gewässer, sowie überhaupt der Atmosphärilien (z. B. bei den Schären-Inseln), oder zugleich durch örtliche Senkung und teilweise Überschwemmung der Kontinente geschehen. Die Merkmale dieser Entstehung zeigen sich am deutlichsten bei Großbritannien und Irland. Ein seichter, im Durchschnitte nur 50 m tiefer Meeresarm, die Nordsee und der Kanal, hat sich zwischen sie und das Festland gedrängt. Dies ist, von geologischem Standpunkte aus aufgefasst, erst vor kürzerer Zeit geschehen, da die britischen Inseln alle wilden Gewächse und Tiere des europäischen Festlandes besitzen, soweit sie ihrem Klima zukommen. Eine Wiedervereinigung dieser Inselgruppe mit dem Kontinente durch eine säkulare Hebung würde demnach eine wesentliche Veränderung der Pflanzen- und Tierwelt nicht zur Folge haben. In einem ganz ähnlichen Verhältnisse stehen Borneo, Java und Sumatra zum asiatischen, — Celebes, Neu-Guinea und Tasmanien zum australischen Kontinente, nur hat ihre Lostrennung bereits vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden. Die Grenzscheide der asiatischen von der australischen Gruppe des Archipels zwischen Asien und Australien ist eine über 100 Faden tiefe unterseeische Kluft, welche sich in nur vier Meilen Breite zwischen Bali und Lombok einerseits und Celebes und Borneo andererseits hindurch zieht. Nordwestlich von ihr sind die Tier- und Pflanzenformen asiatisch, südöstlich viel mehr australisch.

Inselbildungen infolge fjordartiger Küstenzerstückelung treffen wir nur unter hohen Breiten und zwar an den pazifischen Ufern des britischen und des früher russischen Nordamerika, sowie Patagoniens, endlich an der gefransten Küste Grönlands, Norwegens und Schottlands.

Die ozeanischen Inseln stehen zu den Kontinenten in keiner unmittelbaren Beziehung. Es sind entweder stehen gebliebene pfeilerartige Schollen von z. T. kompliziertem geologischen Aufbau innerhalb der ozeanischen Bruch- und Senkungsfelder (Madagaskar, Ceylon, Falklandsinseln, Spitzbergen), oder und zwar bei weitem ihrer Mehrzahl nach jung vulkanische oder koralline Bauwerke. Höchst charakteristisch ist die sehr gewöhnliche Anordnung der Vulkaninseln zu flachen Kurven, welche so gestellt sind, dass ihre Wölbung dem Ozeane, ihre konkave Seite dem Festlande

zugewendet ist. Die Aleuten, Kurilen, Liu-Kiu-Inseln, die kleinen Antillen sind treffliche Beispiele der Art. Manche Vulkaninseln weisen jedoch Kerne oder Partieen sehr alter Gesteinsbildungen (Gneiß, Quarzit, Phyllit, Kalkstein, Granit, Syenit, Diabas) auf (vergl. III. § 7. Vulkaninseln). Für die Koralleninseln ist ihre geringe Meereshöhe und die gleichmäßige Wiederholung ihrer einförmigen Konturen, im Gegensatz zu der oft sehr beträchtlichen Höhe und mannigfaltigen Gliederung der Vulkaninseln, bezeichnend. Während die atlantischen und indischen Meere sehr arm an ozeanischen Inseln sind, besitzt der pazifische Ozean, ganz abgesehen von den Vulkanen-Schnuren in der Nähe der Kontinente, ihrer mehr als 670, deren Gesamtareal jedoch nur wenig größer als 3000 □ Meilen ist. Diese zahlreichen Inselchen schwärmen quer durch die Südsee und bilden eine Zone, welche sich von dem indischen Archipel aus in o s. ö. Richtung über den Äquator hinweg in die südlichen Tropen zieht und den Namen Polynesien mit Recht führt.

§ 8. **Anscheinende Gesetzmäfsigkeit in den Umrissen der Kontinente.** Die allgemeinen Umrisse der Kontinente scheinen einer gewissen Gesetzmäßigkeit zu unterliegen, indem ihre Hauptküstenlinien entweder in nordöstlicher oder in nordwestlicher Richtung verlaufen. Dadurch ist die keilförmige Gestalt der Festlande, ihre nach S gerichtete Zuspitzung bedingt. Die Ostküste Nordamerikas folgt einer nordöstlichen Richtung, in ihrer nördlichen Fortsetzung liegt die Ostküste Grönlands und Spitzbergens, diesen parallel die Westküste Skandinaviens, während die Südküste von Yukatan in ihre südliche Verlängerung fällt. Ihr parallel läuft die fast vollkommen geradlinige Südost-, sowie die Nordwestküste Südamerikas. Der zweiten, also nordwestlichen Hauptrichtung gehört die ganze in flache Kurven gebogene Westküste Nord- und Südamerikas an, ebenso die Nordostküste dieser beiden Kontinente, sowie endlich die Westküste Grönlands und Spitzbergens.

Die keilförmige, durch die nordöstliche und die nordwestliche Richtung ihrer Hauptküsten bedingte Gestalt Nordamerikas wiederholt sich in Afrika so vollkommen, dass sogar die aus- und einspringenden Winkel beider Weltteile einander gegenüber liegen, — ferner in Arabien, in Vorderindien, sowie in dem südöstlichen Teile Asiens, nur ist hier die Gesetzmäßigkeit der Gestaltung dadurch etwas verwischt, dass sich die Südspitze zum größten Teil unter den Meeresspiegel gesenkt hat und nur noch durch ein unterseeisches Plateau, auf welchem Borneo, Java und Sumatra emporsteigen, angedeutet wird. Ganz ähnlich verhält es sich mit Australien. Celebes, Neu-Guinea und Tasmanien stehen zu diesem Kontinente in demselben Verhältnisse, wie England zu Europa, wie Borneo, Java und Sumatra zu Asien, — sie sind die Überbleibsel der im Zustande säkularer Senkung begriffenen Osthälfte des australischen Gesamtkontinentes. Ergänzt man

dessen ehemalige, jetzt zum Teil unterseeische Gestalt durch Verlängerung der Küstenlinien Tasmaniens in nordwestlicher und nordöstlicher Richtung, so ist die Ähnlichkeit derselben mit der des heutigen Afrikas nicht zu verkennen.

Eine Folge des nach N divergierenden Verlaufes der für die Konturen der Kontinente maßgebenden NO- und SW-Linien ist die ungleiche Verteilung von Wasser und Land auf der nördlichen und südlichen Halbkugel, die Anhäufung des Festlandes an dem Nordpol, seine hornförmige Ausspitzung nach S zu und die Ansammlung der Gewässer an dem Südpol.

§ 9. **Absolute und relative Höhe des Bodenreliefs.** Der Meeresspiegel wird als Vergleichshorizont benutzt, der als Nullpunkt der Skala auf- und abwärts zur Messung und Vergleichung der Hervorragungen und Einsenkungen der Erdrinde dient und nach dem wir somit alle Höhenwerte ermitteln.

Die in einem bestimmten Maße ausgedrückte Höhe irgend eines Punktes über dem Meeresspiegel bezeichnet man als seine absolute Höhe, — abstrahiert man davon, den Ausgangspunkt der Vergleichung in dem Niveau des Meeres zu suchen, vergleicht man vielmehr Höhenpunkte der Erdoberfläche untereinander, so erhält man deren Höhenunterschied oder deren relative Höhe. Da nun aber nur ein Teil der Erdoberfläche über dem Meeresspiegel, ein anderer hingegen unter demselben liegt, bei Höhenmessungen aber beide auf ein und dasselbe Niveau bezogen werden, so bezeichnet man die absolute Höhe der ersteren als +, die der letzteren als —. Die größte absolute Höhe der Erdoberfläche besitzt der Mt. Everest im Himalaya mit + 8839 m, die geringste sicher bekannte absolute Höhe (also die größte Tiefe des Meeres) im Großen Ozeane ist — 8513 m, und endlich der tiefste Punkt des Festlandes, am Toten Meere, — 392 m. Auf dem Festlande beträgt demnach der größte Niveauunterschied 9231 m, eine Höhendifferenz, welche noch immer verschwindend klein ist, wenn sie mit dem Erddurchmesser verglichen wird, welcher über 6 375 000 m beträgt. Man hat deshalb mit Recht die Unebenheiten auf der Oberfläche der Erde, wenn man letztere mit einem Ei verglich, mit den Rauhigkeiten auf der Schale desselben in Parallele gestellt.

Ein wichtiges Element bei Bestimmung der Reliefformen eines Kontinentes oder eines Teiles desselben ist seine mittlere Höhe, d. h. diejenige Höhe, welche er in seiner ganzen Ausdehnung haben würde, wenn seine Masse gleichförmig auf seiner Grundfläche ausgebreitet wäre. Für die europäischen Länder hat Leipoldt*) folgende mittlere Höhen berechnet:

---

*) G. Leipoldt. Über die mittlere Höhe Europas. Leipzig 1874.

Staaten	Mittlere Höhe in m	Staaten	Mittlere Höhe in m
1. Schweiz	1299,91	10. Deutsches Reich	213,66
2. Iberische Halbinsel	700,60	11. Rußland	167,09
3. Balkan-Halbinsel	579,50	12. Belgien	163,36
4. Österreich	517,87	13. Dänemark exkl. Island	35,20
5. Apennin. Halbinsel	517,17	14. Königr. d. Niederlande exkl. Luxemburg und d. unter dem Meeresniveau geleg. Teile.	9,61
6. Skandinavien	428,10		
7. Frankreich	393,84		
8. Rumänien	282,28		
9. Großbritannien	217,20		

und endlich für ganz Europa 296,838 m. Humboldt*) hat die mittlere Höhe Asiens auf 351, Nordamerikas auf 228, Südamerikas auf 345, Europas auf 153 m (also beinahe halb zu niedrig) und somit die Durchschnittshöhe der Kontinente auf wenig über 300 m geschätzt, eine Zahl, welche jedoch höchstens als ein Minimalwert betrachtet werden darf. Nimmt man mit O. Krümmel an, dass wie Europa, so auch die übrigen Erdteile um 45 Prozent höher sind, als sie Humboldt berechnete, so würde sich die mittlere Höhe des Festlandes auf etwa 440 m belaufen. Wollte man diese über dem Wasserspiegel befindliche Erdmasse in die Ozeane stürzen, so würde dieselbe, da das vom Meere eingenommene Areal fast dreimal so groß ist, wie die Oberfläche des Landes, das Meeresbecken $^1/_3$ von 440, also gegen 150 m hoch ausfüllen. Nimmt man die durchschnittliche Tiefe des Ozeanes zu 3500 m an, so würde 23mal so viel Erdmasse nötig sein, als sich oberhalb des Meeresspiegels befindet, um das Becken der Ozeane auszugleichen.

§ 10. **Der Meeresgrund.** Die Umrisse der eigentlichen ozeanischen Becken fallen nicht immer mit den Küstenlinien der Kontinente zusammen, vielmehr ziehen sich um die meisten der letzteren flache Küstenzonen, welche als unterseeische Fortsetzungen, als vom Meere bedeckte Ränder der Kontinente zu betrachten sind, und denen auch die Gestadeinseln angehören. Oft erst meilenweit von der Küste stürzt der Boden 3000 und mehr Meter tief ab, und erst hier beginnt das eigentliche Meeresbecken. So erstreckt sich z. B. die Ostküste von Nordamerika, namentlich von New Jersey, unterhalb des Meeresspiegels noch etwa 16 Meilen weit hinaus und senkt sich auf dieser ganzen Entfernung nur 200 m, also nicht mehr als 1 m auf 590; erst dann stürzt sich der Meeresgrund in die Tiefe.

Unsere gegenwärtigen Kenntnisse vom Relief des Meeresgrundes und seiner Niveauverschiedenheiten verdanken wir vorzüglich den Seeexpeditionen der deutschen Gazelle, des englischen Challenger und der amerikanischen Tuscarora.

Das Becken des atlantischen Ozeanes. Durch die Mitte der ganzen Längenausdehnung des atlantischen Ozeanes zieht sich von N nach

*) Kleinere Schriften. S. 396 u. f.

S eine Kette von unterseeischen Bergrücken, deren Tiefe unter der Oberfläche 1800 bis 3600 m beträgt, und von welcher aus sich eine Anzahl vulkanischer Inseln über den Meeresspiegel erhebt (Tristan, St. Helena, Ascension, Azoren). Von ihr aus zweigt sich in ungefähr 10° N. Br. ein unterseeischer Höhenzug in westlicher Richtung nach der Küste von Südamerika ab. Durch diese Bodenerhebungen wird der atlantische Ozean in 3 tiefe Becken geteilt: ein Längenthal, welches sich mit einer durchschnittlichen Tiefe von 4575 m vom Westen Islands bis nahe zum Kap der guten Hoffnung erstreckt, — ein nordwestliches Becken zwischen Antillen, Bermudas und Azoren mit 5490 m Tiefe und eine ebenso tiefe südwestliche Thalrinne zwischen der Ostküste von Südamerika und dem axialen atlantischen Plateau.

Das Becken des stillen Ozeanes senkt sich von der Küste Nordamerikas in der Richtung nach NO von den Sandwich-Inseln bis zu einer Tiefe von über 5000 m, um endlich dicht an der Küste von Japan 8000 m zu erreichen. Im Gegensatze zu dem gleichförmigen Boden dieses Teiles des stillen Ozeanes wechseln etwas weiter südlich an der asiatischen Seite eine Anzahl Bodenerhebungen und Vertiefungen miteinander ab. Von diesem nördlichen Teile des pazifischen Ozeanes wird der südliche durch ein submarines Plateau getrennt, welches sich von den Freundschaftsinseln bis nach Patagonien erstreckt. Charakteristisch für denselben sind durch unterseeische, ringförmig geschlossene Höhenzüge abgesperrte Wasserbecken.

Das Becken des indischen Ozeanes besitzt zwischen dem Meridiane des Kaps der guten Hoffnung, Java und West-Australien eine durchschnittliche Tiefe von 4000 m, wird aber weiter nach S zu etwas flacher (2750 m).

Das Becken des südlichen Polarmeeres erreicht kaum größere Tiefen als 1000 m, — das des nördlichen Polarmeeres hingegen zwischen Grönland, Island, Norwegen und Spitzbergen eine solche von 4850 m (Eismeertiefe), während sein Boden an der amerikanischen und asiatischen Seite flacher ist, indem er die submarine Fortsetzung der ausgedehnten Ebenen jener beiden Kontinente vorstellt.

Die größten, bis jetzt geloteten Meerestiefen belaufen sich auf 7086 m im nördlichen atlantischen Ozeane (19° 41′ N. Br. und 65° 7′ W. L.) und auf 8513 m im nördlichen stillen Ozeane (44° 55′ N. Br. und 152° 26′ Ö. L.). Die mittlere Tiefe sämtlicher Weltmeere wird von Krümmel auf 3438 m geschätzt.*)

Auch auf dem Meeresboden wechseln Höhen und Tiefen miteinander ab, nur fehlen alle die Unebenheiten, welche die zerstörende Kraft der

*) Vergl. O. Krümmel. Versuch einer vergl. Morphologie der Meeresräume. 1879. — v. Boguslawski. Die Tiefsee. Berlin 1879

Atmosphärilien und fließenden Gewässer im Laufe der Zeit auf der Erdoberfläche aus dem früher nur wenig gegliederten Ganzen herausgearbeitet hat. Es besitzt vielmehr der Meeresgrund eine einförmige, flachwellige Oberfläche, welche sich in sanften Terrassen hebt oder senkt und von allmählichen Bodenanschwellungen oder beckenförmigen Einsenkungen unterbrochen wird.

Man hat den Meeresgrund als gesunkene Teile der Erdkruste zu betrachten, während die Kontinente ihr ehemaliges Niveau beibehalten oder sich noch über dasselbe gehoben haben. Um eine Vorstellung von der Konfiguration der eigentlichen Erdoberfläche zu bekommen, muss man sich dieselbe ganz ohne Wasser denken, dann würden sich die Kontinente als steil geböschte, gewaltige Plateaus inmitten des dreimal so weit ausgedehnten welligen Tieflandes im Durchschnitte 3500 m hoch emporheben. Vom niedrigsten Punkte dieses letzteren, des Meeresgrundes, bis zu dem Kontinentalplateau würde man über 8,5 km Vertikalhöhe, und von diesem bis zu den ihm aufgesetzten höchsten Gebirgsgipfeln von neuem etwa 8,8 km zu steigen haben.

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

Litteratur:

1) F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. Bonn 1866. 2 Bände.
2) F. Zirkel. Die mikroskop. Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873.
3) H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie I) der petrographisch wichtigen Mineralien, Stuttgart 1873, 2. Aufl. 1885; II) der massigen Gesteine, Stuttgart 1877.
4) J. Roth. Allgem. und chem. Geologie, B. II. Petrographie. 1883 u. 85.
5) J. Roth. Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit kritischen Erläuterungen. Berlin 1861.
6) J. Roth. Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. Abh. d. k. Akad. der Wiss. Berlin 1869; 1873; 1879; 1884.
7) E. Kalkowsky. Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886.
8) F. Fouqué et A. Michel-Lévy. Minéralogie micrographique, roches éruptives françaises. Paris 1879.
9) Mineralogische und petrographische Mittheilungen, herausgegeben von G. Tschermak. Wien.
10) E. Cohen. Sammlung von Mikrophotographien z. Veranschaulichung der mikrosk. Struktur von Mineralien und Gesteinen. Stuttgart. Erscheinen seit 1880.

In den sub 1), 2), 3), 4) und 8) genannten Werken finden sich vollständige Nachweise der bis dahin erschienenen petrographischen Litteratur.

a. Allgemeines.

§ 1. **Aufgabe der Petrographie.** Die Petrographie lehrt uns die Gesteine als das Material, welches die feste Erdkruste zusammensetzt, kennen.

Die Gesteine, Felsarten oder Gebirgsarten sind gesetzmäßige Aggregate von Individuen einer oder mehrerer Mineralspezies, welche in Form großer Massen am Aufbau der Erdkruste teilnehmen. Die Aufgabe der Petrographie ist es, diese Gesteine in die sie zusammensetzenden Mineralspezies zu gliedern, sowie die Art und Weise des Zusammentretens derselben, also ihre Strukturverhältnisse zu untersuchen und ihre Aggregationsgesetze zu ergründen.

Die Ermittelung der Entstehung und Umbildung der Gesteine muss einem späteren Abschnitte (der petrogenetischen Geologie) überlassen bleiben,

um vorher Gelegenheit zur Kenntnisnahme der bei diesem Prozesse thätig gewesenen Kräfte zu geben.

§ 2. **Wesentliche Bestandteile der Gesteine.** Eine der Aufgaben der Petrographie ist die Ermittelung der Bestandteile der Gesteine oder der Gesteinselemente. Diejenigen Mineralien, welche den Begriff eines Gesteines bedingen, indem sie zu seiner Konstituierung erforderlich sind, werden wesentliche Bestandteile oder Hauptgemengteile genannt. Granit besteht aus Quarz, Feldspat und Glimmer; keines dieser Mineralien darf dem genannten Gesteine fehlen oder durch ein anderes vertreten werden, ohne dass dieses seinen Charakter als Granit verliert. Entzieht man dem Granit den Feldspat, so wird er zum Greisen, tritt für Glimmer Hornblende ein und der Quarz zurück, so entsteht Syenit. Quarz, Feldspat und Glimmer sind demnach die wesentlichen Bestandteile des Granites, ohne welche man sich Granit nicht zu denken vermag; fehlt einer derselben, so verliert das Gestein den Charakter des Granites.

Man kennt bereits gegen 700 Mineralspezies und sollte demnach eine außerordentlich große Verschiedenheit und eine sehr bedeutende Zahl der von ihnen zusammengesetzten Gesteinsarten erwarten. Es ist jedoch die Zahl derjenigen Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Gesteine nehmen, verhältnismäßig sehr beschränkt. Als die wichtigsten derselben sind vorläufig folgende zu nennen:

Eis (z. B. als Material der Gletscher).

Dolomitspat, Kalkspat, Anhydrit, Gyps, Steinsalz.

Quarz (als Quarzit, Sandstein, Gemengteil von Granit, Gneiß, Quarzporphyr u. v. a.)

Orthoklas (als Hauptgemengteil des Granites, Gneißes, gewisser Porphyre und Syenite).

Mikroklin und Albit (in Gneißen, Graniten, Phylliten).

Sanidin (in den Trachyten).

Oligoklas (meist neben Orthoklas, auch ohne ihn, z. B. im Diorit)
Labrador (als Gemengteil des Diabas, Gabbro, Hypersthenit)
Anorthit (im Diorit, Gabbro, Basalt)
Kali-Natronfeldspat (in jüngeren Eruptivgesteinen)
} Plagioklas.

Nephelin, Melilith und Leucit (im Basalt, Nephelinsyenit).

Augit (hauptsächlichster Bestandteil der Diabase, Melaphyre, Basalte).

Diallag, Hypersthen, Bronzit, Enstatit.

Hornblende (im Syenit, Diorit, Hornblendefels).

Muscovit (namentlich im Glimmerschiefer und Gneiß).

Biotit (namentlich in gewissen Graniten und Trachyten).

Serpentin, Talk, Chlorit.

Granat (im Eklogit, Granatfels, Granulit).

Brauneisenstein, Roteisenstein, Magneteisenstein, für sich wichtige Lagerstätten bildend.

Graphit, Anthracit, Steinkohle, Braunkohle.

§ 3. **Zufällige Bestandteile der Gesteine.** Von den Bestandteilen, auf deren Zusammentreten die Natur einer Gesteinsart beruht, also von den Hauptbestandteilen, sind die zufälligen oder accessorischen Gemengteile (Nebengemengteile) der Gesteine zu unterscheiden, welche nicht zur wesentlichen Zusammensetzung der letzteren gehören, bald vollständig fehlen, bald jedoch in einer der Regelmäßigkeit sich nähernden Häufigkeit in dem Gestein eingesprengt vorkommen und zum Teil sogar charakteristisch für gewisse Gesteinsarten sind. So kommt z. B. in vielen Graniten Turmalin, in manchen Kalksteinen Zirkon, in fast allen Glimmerschiefern Granat vor, für die Basalte ist das Auftreten von Olivin sogar charakteristisch, und dennoch ist das Wesen der genannten Gesteine nicht an diese zufälligen Gemengteile gebunden. Granit, Kalkstein, Glimmerschiefer und Basalt werden ihre Berechtigung zu diesem Namen nicht verlieren, auch wenn man ihnen ihre Turmalin-, Zirkon-, Granat- und Olivin-Einsprenglinge entziehen könnte.

Oft zeichnen sich diese eingesprengten accessorischen Bestandteile durch allseitige Ausbildung ihrer Krystallform aus. Als die wichtigsten derselben dürften anzuführen sein:

Boracit im Gyps.

Cyanit im Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Talkschiefer, Granulit.

Staurolith im Glimmerschiefer.

Granat im Gneiß, Glimmerschiefer, Chloritschiefer.

Zirkon im Granit und in vielen krystallinischen Schiefern.

Perowskit, Hauyn in jüngeren Eruptivgesteinen.

Olivin im Basalt, Melaphyr, Gabbro.

Titanit im Syenit, Granit, Diorit, Gneiß, krystallinischen Kalkstein, Phonolith.

Magnetkies im Diorit, Basalt, Serpentin u. s. w.

Schwefelkies, z. B. in den krystallinischen und klastischen Schiefern, im Diabas, im Thon, in der Kohle u. s. w.

Magneteisen in sehr zahlreichen Gesteinen, z. B. Granit, Syenit, Gneiß, Chloritschiefer, Talkschiefer u. a.

§ 4. **Accessorische Bestandmassen.** Innerhalb vieler Gesteine treten, ähnlich wie die beschriebenen accessorischen Mineralindividuen, Einschlüsse von förmlichen Mineralaggregaten auf, welche in ihrer Zusammensetzung von der Gesteinsmasse abweichen, nur eine untergeordnete Wichtigkeit besitzen und als zufällige Erscheinungen zu betrachten sind. Man bezeichnet dieselben als accessorische Bestandmassen und führt dieselben am zweckmäßigsten nach ihrer Entstehungsweise auf zwei Hauptformen zu-

rück, welche man als Konkretionen und Sekretionen unterscheiden kann.

Die Konkretionen haben sich innerhalb der Gesteinsmasse durch Konzentration einer oder mehrerer vom Gesteine verschiedener Mineralsubstanzen nach einem Punkte ausgebildet. Das Innere einer Konkretion ist deshalb zuerst, das Äußere zuletzt entstanden. Nach ihrer äußeren Form lassen sich unterscheiden: Krystallgruppen (Gyps im Thon); kugelige Konkretionen von radialstrahligem Bau (Schwefelkies im Schieferthon); traubige, knollige und plattenförmige Konkretionen. Zu letzteren gehören die Feuersteinknollen in der Schreibkreide. Linsenförmige Konkretionen werden Septarien genannt, wenn dieselben von zum Teil radialen Spalten durchzogen werden, welche gewöhnlich von Kalkspat, Eisenspat oder Braunspat ausgefüllt sind und häufig ein förmliches Netz von sich verzweigenden Adern im Inneren der Konkretionen bilden (Fig. 1). Die knollig traubig, oft sehr grotesk gestalteten, mergeligen Konkretionen des Löß werden als Lößpuppen, Lößkindel oder Lößmännchen bezeichnet. Ihnen stehen die Marleker Norwegens nahe. Es sind rundlich, ellipsoidisch oder unregelmäßig knollig geformte harte Mergelnieren, welche den postglazialen Thonen Norwegens eingelagert sind und nicht selten die vollständigen Reste von Fischen und Mollusken enthalten, deren Form sie dann in ihren allgemeinen Konturen nachahmen. Eigentümliche Formen sind die Tutenmergel, spitze, tutenförmig ineinander steckende Kegel mergeligen Kalksteines mit quergerunzelter Oberfläche, welche dicht nebeneinander stehend, mehrere Zoll mächtige Platten zusammensetzen.

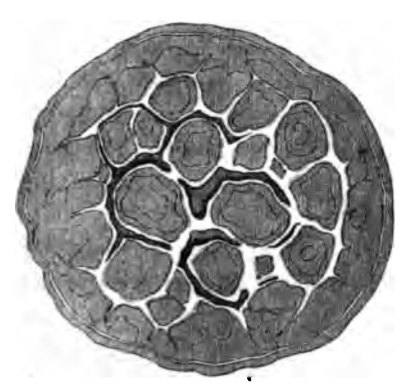


Fig. 1. Querschnitt einer Septarie.

Die Sekretionen bilden sich immer innerhalb präexistierender Spalten oder Blasenräume, und zwar infolge einer Infiltration von Mineralsolution, aus welcher Mineralabsätze, von der Wandung aus nach dem Inneren zu fortschreitend, vor sich gingen. Es findet also mit Bezug auf die einzelnen Teile der Sekretionen gerade das umgekehrte Altersverhältnis statt, wie bei den Konkretionen, wo das Innere zuerst gebildet wurde. Die Sekretionsbildungen gelangten nicht immer bis zur vollständigen Ausfüllung der Hohlräume, so dass ein Teil derselben offen geblieben ist; in diesem Falle besteht die Sekretion aus einer mehr oder weniger dicken Kruste, welche die Innenwand des Hohlraumes überzieht, und deren freie Krystallspitzen nach innen ragen (Drusen). Veränderte die infiltrierte Lösung ihren Mineralgehalt, so setzten sich die verschiedenartigen Bildungen meist in oft

außerordentlich zarten konzentrischen Lagen ab. Die Wege, welche die infiltrierte Flüssigkeit genommen hat, die Infiltrationskanäle, sind häufig nachzuweisen. Die gewöhnlichsten als Sekretionsmassen auftretenden Mineralien sind Quarz, Amethyst, Chalcedon, Kalkspat, Braunspat, Zeolithe, Delessit.

Nach der Gestalt des Hohlraumes, welcher die erste Veranlassung zur Sekretionsbildung gab, unterscheidet man: Mandeln oder Geoden, Mineralsekretionen innerhalb kugel-, birn- oder mandelförmiger Blasenräume in gewissen, einst glutflüssigen Gesteinen, z. B. Melaphyr und Basalt; Trümer oder Adern, Mineralsekretionen innerhalb präexistierender Spaltenräume; Nester, solche innerhalb ganz unregelmäßig geformter Hohlräume. Mit diesen accessorischen Bestandmassen dürfen die Einschlüsse fremder Gesteinsarten nicht verwechselt werden. Es sind dies Fragmente älterer Gesteine, welche bei der Bildung einer neuen Felsart von dieser eingeschlossen wurden.

§ 5. **Makrostruktur der Gesteine.** Durch Ermittelung der Gesteinselemente allein ist ein Gestein noch nicht genügend bestimmt. Aus Quarz, Feldspat und Glimmer besteht Granit, Gneiß und Quarzporphyr, aus Kalkspatindividuen der Marmor und der dichte Kalkstein, beide in ihrem Äußeren so weit verschieden. Die nächste Aufgabe der Petrographie muss demnach darauf gerichtet sein, noch andere charakteristische Merkmale herbeizuziehen. Die Verschiedenheit der Gesteinsstruktur liefert solche.

Unter Struktur (Textur) der Gesteine versteht man ihr durch Form, Größe, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Bestandteile hervorgebrachtes inneres Gefüge.

Eine tief eingreifende Verschiedenheit der Gesteine beruht darauf, ob deren Bestandteile entweder als verwachsene krystallinische Individuen oder als verkittete Bruchstücke älterer Gesteine erscheinen. Die einen nennt man krystallinische, die anderen klastische oder Trümmergesteine; als Typen der ersteren mögen Granit, Porphyr und Marmor, als solche der letzteren Konglomerate, Sandsteine und lose Geröllmassen dienen. In der Art und Weise, wie die krystallinischen oder klastischen Bestandteile der Gesteine zu einem Ganzen zusammentreten, machen sich wiederum die mannigfachsten Modifikationen und dadurch die wechselndsten Gesteinscharaktere geltend. Die Struktur der **krystallinischen** Gesteine kann nämlich sein:

körnig, wenn krystallinische Körner und Blätter nach allen möglichen Richtungen mit- und durcheinander verwachsen sind, ohne irgend eine bestimmte Anordnung erkennen zu lassen. Nach der Größe des Kornes unterscheidet man: groß-, grob-, klein- und feinkörnig (z. B. Granit, Marmor);

dicht, wenn die Gesteinselemente mit bloßem Auge oder mit der Lupe nicht mehr erkennbar sind; erst unter dem Mikroskop tritt die Zusammen-

setzung des Gesteines hervor (z. B. dichter Kalkstein). Im Gegensatze zu diesen krystallinisch-dichten Aggregaten nennt man glasartige, auch bei starker Vergrößerung gleichartig erscheinende Gesteine homogen. Sehr feinkörniges bis dichtes Gefüge mancher Eruptivgesteine bezeichnet man als aphanitisch;

schuppig, wenn die Gesteine wenigstens zum größten Teile aus Schüppchen und Blättchen bestehen, welche eine Andeutung von paralleler Anordnung erkennen lassen (z. B. Chloritschiefer);

flaserig, wenn linsenförmige, körnige Mineralaggregate mit dünnen Lagen von schuppiger Zusammensetzung abwechseln in der Weise, dass sich letztere an die linsenförmigen Kerne anschmiegen (z. B. Gneiß);

schieferig und blätterig, wenn die Gemengteile nach irgend einer bestimmten Fläche parallel angeordnet sind, wodurch das Gestein in lauter dünne Lagen zerfällt, welche in noch dünnere Lamellen spaltbar sind (z. B. Thonschiefer, Papierkohle);

faserig, wenn das Gestein aus lauter faserigen oder dünnstengeligen Mineralindividuen besteht, welche zuweilen vollkommen parallel neben einander stehen (z. B. Gyps, Faserkalk);

gestreckt, wenn alle oder einzelne Mineralindividuen der Gesteinsart nach einer gewissen Richtung geordnet, gerichtet oder in die Länge gezogen sind. In manchen Syeniten sind die Hornblendesäulen, in vielen Trachyten die säulenförmigen Sanidinkrystalle, in gewissen Laven die langgezogenen Blasenräume mit ihren längsten Achsen parallel gelagert. Als eine Art der Streckung ist die Mikrofluktuationsstruktur zu betrachten, welche darin besteht, dass in einer anscheinend homogenen, glasartigen Masse vulkanischen Ursprunges unzählige mikroskopische, nadel- und leistenförmige Kryställchen (Mikrolithe) stromartig in paralleler Richtung, entsprechend der Bewegung der einst glutflüssigen Masse, ausgeschieden liegen (z. B. im Obsidian, Basalt, Phonolith, Porphyr);

porphyrisch, wenn in einer dichten oder feinkörnigen Gesteinsmasse auffallend größere Mineralindividuen ausgeschieden sind (Quarzporphyr, Trachyt);

oolithisch, wenn das Gestein aus lauter kleinen kugeligen Konkretionen besteht, welche eine konzentrisch-schalige oder radial-faserige Struktur besitzen (z. B. oolithischer Kalkstein der Juraformation, Rogenstein der Trias, Erbsenstein von Karlsbad);

sphärolithisch, wenn als Bestandteile der Gesteinsmasse radial-faserige Kügelchen z. T. von mikroskopischer Kleinheit auftreten. In den sehr kleinen runden mikroskopischen Sphärolithen pflegen die Fäserchen vollkommen radial gruppiert zu sein, bei größeren bilden sie von einzelnen Punkten ausstrahlende längere oder kürzere Büschel. Zwischen gekreuzten Nikols zeigen sie bei regelmäßigem Aufbau im Dünnschliffe ein

dunkles Kreuz, dessen Balken nach der Peripherie zu sich verbreiten und intensiver schwarz werden (Pechstein, Obsidian);

lagenförmig oder gebändert, wenn das Gestein aus wiederholt miteinander abwechselnden parallelen Lagen von verschiedenartigem oder verschieden gefärbtem Materiale besteht (z. B. Hälleflinta, Bandjaspis);

porös, zellig, kavernös, wenn das Gestein kleine, größere oder sehr große, unregelmäßig gestaltete Hohlräume enthält, welche durch Auslaugung einzelner Gemengteile entstanden sind (z. B. Rauchwacke des Zechsteines);

blasig und schlackig, wenn ein aus glutflüssigem Zustande erstarrtes Gestein rundliche Blasenräume enthält (z. B. manche Laven, Bimsstein);

mandelsteinartig oder amygdaloidisch, wenn die Hohlräume in blasigen Gesteinen gänzlich oder zum Teil mit fremdartiger Mineralsubstanz ausgefüllt sind (z. B. Melaphyrmandelstein).

Die **Trümmergesteine** bezeichnet man nach Größe und Form der sie zusammensetzenden Gesteinsfragmente als

Breccien, wenn das Gestein aus größeren scharfkantigen Bruchstücken besteht (z. B. Porphyrbreccien, Quarzbrockenfels);

Konglomerate (Psephite), wenn das Gestein aus größeren abgerundeten Rollstücken besteht (z. B. Rotliegendes Konglomerat);

Sandsteine (Psammite), wenn das Gestein aus runden oder eckigen Gesteinsfragmenten besteht, deren Größe zwischen Stecknadelknopf- bis Erbsengröße schwankt (z. B. Quadersandstein);

Schlamm- oder Thongesteine (Pelite), wenn das Gestein ein erdiges, homogenes Ansehen hat, wenn es also aus feinen Staubkörnchen und Schüppchen besteht (z. B. Thon, Kaolin);

lose Accumulate, wenn Gesteinsbruchstücke lose aufeinander gehäuft sind, ohne durch ein jüngeres Cement verbunden zu sein (z. B. Kies, Sand).

Ein Strukturverhältnis, welches viele krystallinische und alle klastischen Gesteine aufzuweisen haben, ist das der **Schichtung**.

Geschichtet nennt man ein Gestein, wenn es in einer Aufeinanderfolge (System, Komplex) von plattenförmigen Massen (Schichten, Bänken) auftritt, welche letztere durch parallele Flächen (Schichtungsflächen) begrenzt werden und bei weiter Ausdehnung in der Regel nur geringe Dicke (Mächtigkeit) besitzen. Ist in einem Gesteine ein derartiges Strukturverhältnis nicht ausgesprochen, so bezeichnet man es als massig.

§ 6. Die Bestimmung der Gemengteile der Gesteine. Die Anwendung des Mikroskopes bei petrographischen Studien.*) Bei kör-

*) Siehe auch: A. Stelzner. Entwicklung d. petrograph. Untersuchungsmethoden. Festschrift. Isis. Dresden 1885.

nigen Gesteinen, deren Gemengteile deutlich von einander zu unterscheiden, also makroskopisch sind, stellen sich bei genügenden mineralogischen Vorkenntnissen der Bestimmung der mineralischen Natur der letzteren keine besonderen Schwierigkeiten in den Weg. Haben sich auch die Mineralindividuen durch ihr Zusammengedrängtsein, durch ihre gegenseitige Verwachsung gewöhnlich in ihrer Ausbildung zu vollkommenen Krystallen gehindert, so sind doch in der Spaltbarkeit, Härte und Farbe der Gesteinselemente, ihrem spezifischen Gewichte, Glanze und chemischen Verhalten noch genügende Merkmale gegeben, um ihre mineralische Natur zu kennzeichnen.

Der gewöhnliche Weg, den man zur Trennung der Bestandteile feinkörniger Gesteine behufs deren Untersuchung anzuwenden pflegt, bestand in der Pulverisierung des Gesteines und Sonderung der verschieden schweren Gemengteile durch Schlämmung auf einer geneigten Glastafel. Neuerdings hat diese an sich unvollkommene Methode, die Gesteinsbestandteile nach ihrem spezifischen Gewichte zu trennen, eine sehr exakte Form angenommen, indem man die Trennung nicht mehr mit Hilfe von Wasser vornimmt, sondern spezifisch schwere Flüssigkeiten anwendet. Als solche haben sich bewährt die Thoulet'sche Flüssigkeit, eine Auflösung von Jodquecksilber in konzentrierter Jodkaliumlösung, welche ein spezifisches Gewicht bis zu 3,19 zu erreichen vermag, die Klein'sche Flüssigkeit ein borowolframsaures Kadmiumsalz, welches bei stärkster Konzentration ein spezifisches Gewicht von 3,5 besitzt. Die von Rohrbach vorgeschlagene Lösung von Baryum-Quecksilberjodid erreicht sogar ein solches von 3,588. Ein vorzügliches Mittel bieten diese sich mit Wasser leicht vermischenden und daher auf jedes spezifische Gewicht zwischen 1—3,5 schnell einstellbaren Flüssigkeiten, um das spezifische Gewicht mancher 3,5 nicht überschreitender Gesteinsbestandteile zu bestimmen, wo es nicht möglich ist, hinreichend große Quantitäten für Wägungen im Pyknometer zu beschaffen. Man bringt ein oder besser mehrere mit großer Sorgfalt rein ausgesuchte und durch Kochen im Wasser von Luft möglichst befreite Mineralkörnchen in die ganz konzentrierte Flüssigkeit und verdünnt so lange unter sorgfältigem Umrühren mit Wasser, bis dieselben schweben; dann besitzt die Flüssigkeit das spezifische Gewicht des Minerales, und man hat nur nötig, ein bestimmtes Quantum derselben in einem tarierten Kölbchen (von 25 kcm Inhalt) abzuwägen und das Gewicht der Flüssigkeit durch 25 zu dividieren. Die gefundene Zahl giebt das Gewicht von 1 kcm Flüssigkeit gleich dem spezifischen Gewicht des Minerales.

Mit Erfolg wird auch zum Zwecke der Isolierung der Gesteinsgemengteile der Elektromagnet angewandt. Indem man die Stromstärke verschieden abändert, gelingt es, die eisenhaltigen von den eisenfreien Gesteinselementen zu trennen.

Oft ist es angezeigt, das spezifische Gewicht des Gesteins selbst zu ermitteln, woraus sich nicht selten sichere Schlüsse auf dessen mineralogische Zusammensetzung ziehen lassen. So können z. B. Gesteine, welche ein geringeres spezifisches Gewicht besitzen als der Labrador, nie Gemenge von Labrador und Augit sein, denn da das spezifische Gewicht des Augites größer ist als das des Labradores, so kann sich das spezifische Gewicht der Labrador-Augitgesteine nur in den Grenzen zwischen dem dieser beiden Mineralien bewegen. Gemengte Silikatgesteine besitzen ein um so höheres spezifisches Gewicht, je geringer der Gehalt an Kieselsäure und je größer der an Basen ist. — Auch die Prüfung der Härte dichter Gesteine erlaubt zuweilen Schlüsse auf deren mineralische Konstitution, z. B. auf die Abwesenheit oder Gegenwart von freier Kieselsäure.

Ein empfehlenswertes Verfahren, wodurch nachgewiesen werden kann, ob mikrokrystallinische Gemengteile eines Gesteines in Säuren löslich sind oder nicht, besteht darin, dass man das betreffende Gestein zu einem nicht zu groben Pulver reibt, in welchem man mit dem Mikroskope die einzelnen Körner nach Farbe, Polarisationsverhalten u. s. w. zu unterscheiden im Stande ist. Ein anderer Teil des Pulvers wird mit Salzsäure gekocht und dann gut ausgewaschen. Vergleicht man die so behandelte Pulvermenge mit der in ursprünglichem Zustande befindlichen, so ergiebt sich durch das Verschwundensein irgend eines Mineralelementes dessen Auflöslichkeit oder Zersetzbarkeit. Noch ratsamer ist es, mikroskopische Präparate, also Dünnschliffe, auf diese Weise zu behandeln.

Die chemische Untersuchung der Gesteine wird hauptsächlich durch Bauschanalysen bewerkstelligt. Zwar wird durch sie nur die allgemeine chemische Zusammensetzung eines Gesteines ermittelt, doch ist es mitunter möglich, aus derselben Schlüsse auf die Natur der dasselbe konstituierenden Mineralien abzuleiten. So müssten, um einige Beispiele anzuführen, gemengte Orthoklasgesteine, deren Kieselgehalt mehr als 66 Prozent beträgt, notwendigerweise Quarz enthalten; — ein Hornblende-Orthoklasgestein, dessen Kieselsäuregehalt dem des Orthoklases gleichkommt, enthält ebenfalls freie Kieselsäure, da der Kieselsäuregehalt der Hornblende bei weitem geringer ist, als der des Orthoklases; — in einem Orthoklas und Oligoklas haltenden Gesteine lässt sich aus dem Verhältnisse des Kali und Natron auf das Vorherrschen des einen oder anderen Feldspates schließen. Durch geschickte Interpretation der Bauschanalysen ist es zuweilen sogar möglich, das Mengungsverhältnis der Mineralelemente eines Gesteines wenigstens annähernd mit um so größerer Wahrscheinlichkeit zu ermitteln, je weniger Gemengteile man zu berücksichtigen hat. Der Wert der Bauschanalyse wird bedeutend erhöht, wenn es mit Hilfe obiger Isoliermethoden gelingt, den einen oder andern der Gesteinsbestandteile einer gesonderten Analyse zu unterwerfen. Endlich pflegt man, wenn das Gestein sich aus in Säuren

leicht zersetzbaren und darin unlöslichen Silikaten aufbaut, eine doppelte Analyse, des zersetzbaren und des nicht zersetzbaren Anteiles vorzunehmen.

Häufig ist man nicht in der Lage, eine zeitraubende chemische Analyse zu veranstalten. In diesem Falle leisten mikrochemische Reaktionen vorzügliche Dienste. Das Prinzip derselben besteht darin, mit Hilfe geeigneter Aufschlussmittel (für Silikate Kieselflusssäure) und z. T. nach Zusatz bestimmter Reagentien charakteristische Krystallisationen hervorzurufen. So lässt sich z. B. ein minimales Körnchen von Kalifeldspat mikrochemisch sicher von einem Natronfeldspat unterscheiden, wenn man die Mineralproben auf einen durch eine erhärtete dünne Kanadabalsamschicht geschützten Objektträger bringt, mit je einem Tropfen chemisch reiner verdünnter Kieselflusssäure betupft, und die Präparate der freiwilligen Verdunstung überlässt. In dem einen Falle haben sich zahlreiche tesserale Kryställchen von Kieselfluorkalium, in dem andern scharfe hexagonale Prismen von Kieselfluornatrium gebildet.

Eine bedeutende Erleichterung in der Bestimmung der Gemengteile mancher dichter Gesteine gewährt die nicht seltene Erscheinung, dass dichte Varietäten, wenn auch oft erst in bedeutenderen Entfernungen, allmählich in deutlich körnige übergehen oder wenigstens stellenweise einzelne ihrer Gemengteile in größeren Individuen ausgeschieden enthalten. Auch die Verwitterung der Gesteinsoberflächen giebt mancherlei Aufschluss über die Zusammensetzung der Gesteine, weil deren verschiedenartige Gemengteile von der Verwitterung verschieden stark angegriffen werden. Auf derartige Verhältnisse muss deshalb bereits bei Untersuchung der anstehenden Gesteinsmasse Rücksicht genommen werden.

Schwieriger gestalten sich die Verhältnisse bei dichten Gesteinsarten, deren Bestandteile das unbewaffnete Auge nicht mehr zu unterscheiden vermag. Das nächstliegende Hilfsmittel ist die Lupe, und wenn sich auch diese als ungenügend erweist, das **Mikroskop.** Letzteres Instrument ist seit den hochwichtigen Resultaten, wie sie zuerst und vorzüglich von Sorby, Vogelsang, Zirkel und Rosenbusch erzielt worden sind, eines der unentbehrlichsten Hilfsmittel der Gesteinsuntersuchung, und die mikroskopische Gesteinsanalyse eine vielversprechende Disziplin der geologischen Wissenschaft geworden.

Bereits hat sich die Mikrostruktur der Gesteine und der sie bildenden Mineralien als ungeahnt kompliziert und abwechslungsreich erwiesen; bisher für selten gehaltene Mineralien fanden sich, wenn auch in mikroskopischer Kleinheit, allgemein verbreitet und scheinbar homogene Gesteine lösten sich unter dem Mikroskope in Aggregate der verschiedenartigsten Gemengteile auf, — kurz unsere Anschauungen über die Struktur und Zusammensetzung vieler Gesteine und über die Rolle, welche gewisse Mineralien als Gesteinselemente spielen, haben sich vollkommen geändert.

Als Aufgabe der Gesteinsmikroskopie ergiebt sich nach obigem erstens die Ermittelung der mit bloßem Auge oft nicht erkennbaren Gesteinsbestandteile, zweitens die Beobachtung des Baues, also der anatomischen Strukturverhältnisse dieser letzteren, drittens die Feststellung der Struktur der Gesteinsmasse selbst.

Die Gesteinsmikroskopie besteht darin, dass Dünnschliffe, d. h. so dünn geschliffene Gesteinsplättchen, dass sie stark durchscheinend oder durchsichtig geworden sind, bei durchfallendem Lichte der mikroskopischen Untersuchung unterworfen werden.

Die Anfertigung dieser Dünnschliffe geschieht auf folgende Weise: Von dem zu untersuchenden Gesteine schlage man sich entweder direkt mit dem Hammer oder mit Anwendung eines Meißels eine möglichst dünne, einige Quadratcentimeter große Scherbe in der Richtung des verlangten Querschnittes ab, fasse sie bei genügender Dicke direkt mit den Fingern und schleife die Gesteinsprobe auf einer horizontal auf den Tisch gelegten gußeisernen (z. B. Ofen-) Platte mit grobem Smirgelpulver und Wasser so tief an, bis eine möglichst große ebene Fläche hergestellt ist. Diese glätte man durch weiteres Schleifen auf einer matten Glasplatte mit ganz feinem Smirgelpulver, bis die Oberfläche spiegelnden Glanz erhält. Dann kitte man das so angeschliffene Gesteinsfragment auf ein Glastäfelchen mittelst Kanadabalsam auf, indem man eine kleine Portion des letzteren auf dem Täfelchen vorsichtig bis zum Kochen erhitzt, vor dem Erkalten die erwärmte Gesteinsscherbe auflegt und behufs Entfernung von Luftblasen fest aufdrückt. Jetzt schleife man die neue nach außen gekehrte rauhe Oberfläche der Probe auf oben angegebenem Wege so dünn, als es ohne sie zu zerreißen möglich ist, und setze dann die Operation auf der Glasplatte mit feinstem Smirgelpulver fort, bis das Präparat die erforderliche Durchsichtigkeit erlangt hat. Schließlich wird der zarte Gesteinsschliff nach sorgfältiger Entfernung des mit Smirgel verunreinigten umgebenden Balsams durch Erwärmung von seiner Glasunterlage losgelöst, auf einen mit frischem erhitztem Balsam versehenen reinen Objektträger hinüber geschoben, selbst mit Balsam überdeckt und zur Erhöhung der Pellucidität mit einem Deckgläschen versehen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung selbst wendet man anfänglich eine schwächere Vergrößerung an, um sich zu orientieren und zu einer allgemeinen Anschauung der Mineralelemente und ihrer Verbindungsweise zu gelangen, und benutzt dann stärkere Vergrößerungen (bis zu 800maliger), um die Details zu studieren.

Von der größten Wichtigkeit für das mikroskopische Studium der auf die angegebene Weise angefertigten Gesteinspräparate ist deren Untersuchung im polarisierten Lichte. Die Polarisationsvorrichtung am Mikroskope besteht aus zwei Nikolschen Kalkspatprismen, deren eines in

einer drehbaren Hülse dicht unter die Öffnung des Objekttisches geschoben, deren anderes mit dem Okular verbunden werden kann. Stehen die Polarisationsebenen beider Prismen parallel, so erscheint das Gesichtsfeld des Mikroskopes hell, werden sie jedoch rechtwinkelig aufeinander gestellt, dunkel, in den dazwischen liegenden Stellungen nur teilweise erleuchtet.*)

Die charakteristischen Erscheinungen, welche bei Untersuchung von Gesteinsdünnschliffen bei Anwendung polarisierten Lichtes hervorgebracht werden, beruhen auf dem Satze: dass einfach brechende Körper das durchfallende Licht nicht polarisieren, doppeltbrechende hingegen die Polarisation bewirken. Bringt man deshalb einfach brechende, also nicht polarisierende Mineralsubstanzen auf den Objekttisch zwischen beide Nikols, so wird an der ebenerwähnten, durch Drehung eines Nikols hervorgerufenen Polarisationserscheinung nichts geändert. Solches wird der Fall sein bei allen regulär krystallisierenden und amorphen Mineralien und Mineralgemengen, ferner bei allen tetragonalen und hexagonalen Krystallen, wenn der Schnitt senkrecht gegen die krystallographische und somit optische Hauptachse geführt ist. Anders, wenn der Mineralkörper auf den durchgehenden Lichtstrahl doppeltbrechend wirkt, dann tritt jener in leuchtenden, oft grell bunten Farben hervor, welche sich bei Drehung des Nikols in die komplementären ändern. Durch Ausnutzung dieser Polarisationserscheinungen sind die Mittel an die Hand gegeben, amorphe und krystallinische Beschaffenheit der Gesteinsbestandteile und einfach- oder doppeltbrechende Mineralindividuen voneinander zn unterscheiden, gleichgefärbte krystallisierte oder krystallinische Substanzen, die bei gewöhnlicher mikroskopischer Betrachtung miteinander verfließen, die sich aber optisch verschieden verhalten, voneinander abzugrenzen, gleichfarbige fremde Einschlüsse innerhalb der gesteinsbildenden Mineralien zu erkennen, Zwillingsverwachsungen hervortreten zu lassen und eingetretene Umwandelungen zu konstatieren.

So ist es denn durch Benutzung des Mikroskopes unter anderem gelungen, viele anscheinend dichte Gesteine in deutliche Mineralaggregrate aufzulösen und als Bestandteile derselben folgende Mineralien nachzuweisen: Quarz, Tridymit, Orthoklas, Plagioklas, Nephelin, Leucit, Melilith, Nosean, Hauyn, Hornblende, Augit, Diallag, Glimmer, Granat, Titanit, Olivin, Kalkspat, Apatit, Magneteisen, Rutil, Zirkon, Hercynit u. a.

Einzelne dieser Mineralien galten bis dahin als verhältnismäßig seltene und auf nur wenig Fundorte beschränkte Gesteinselemente. Erst das Mikroskop hat ihre Häufigkeit und weite Verbreitung dargethan. Das

*) Über die Einrichtung eines Mikroskopes für mineralogische und petrographische Untersuchungen siehe: H. Rosenbusch. N. Jahrb. f. Min. 1876. S. 504. Taf. IX.

auffälligste Beispiel dafür ist der Leucit, den man bisher nur in den Laven Italiens, des Laacher Sees und des Kaiserstuhles kannte, von dem aber jetzt nachgewiesen ist, dass er einen ganz gewöhnlichen Bestandteil unzähliger anderer echter Laven, sowie zahlreicher Basalte, so von Sachsen und Böhmen, ausmacht. Auch der Melilith war früher nur in geflossenen Laven bekannt, ist aber jetzt in den Basalten Hessens, Sachsens, der schwäbischen Alb und Nordböhmens nachgewiesen, ebenso hat man den Tridymit seit seiner Entdeckung in zahlreichen Trachyten und Andesiten, ferner in gewissen quarzfreien Orthoklasporphyren aufgefunden. Ähnliches gilt vom Hauyn, welcher früher auf den Vesuv, die Umgegend des Laacher Sees und das Hegau in Baden beschränkt schien, neuerdings aber in vielen Phonolithen Böhmens, des Erzgebirges, der Lausitz, der Rhön, Centralfrankreichs, sowie in manchen böhmischen Basalten gefunden wurde. So hielt man ferner den Olivin für einen ausschließlichen zufälligen Gemengteil der Basalte, bis das Mikroskop zeigte, dass er zugleich ein ganz charakteristischer accessorischer Bestandteil des Gabbros, zahlreicher Diabase und Melaphyre sei. Auch der Nephelin (in kurzen, dicken, hexagonalen Prismen) besitzt in Phonolithen, Trachyten und Basalten eine früher ungeahnt weite Verbreitung; auch mikroskopischer Apatit (in langen, nadelförmigen hexagonalen Prismen) muss zu den verbreitetsten Gemengteilen der krystallinischen Gesteine (Granit, Syenit, Diorit, Diabas, Melaphyr, Trachyt, Phonolith, Basalt, Gneiß, Glimmerschiefer) gezählt werden. Ähnliches gilt vom Rutil, welcher neuerdings in Gestalt mikroskopischer Kryställchen in fast allen Gesteinen der archäischen Formation, so in den Phylliten die sogen. Thonschiefernädelchen bildend, nachgewiesen wurde, — ebenso vom Zirkon als mikroskopischer Bestandteil vieler Gneiße, Granite und Granitporphyre*).

§ 7. Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinselementen. Die Mineralelemente der Gesteine pflegte man als homogene Körper zu betrachten und zu bezeichnen; im Gegensatze zu dieser Ansicht hat das Mikroskop gelehrt, dass diese Homogenität nur eine scheinbare ist, nur für das bloße Auge existiert und durch fremde Einschlüsse gestört wird. Diese Einschlüsse sind teils fester, teils flüssiger Natur. Die festen sind wiederum entweder solche von amorpher Glassubstanz (Glaseinschlüsse), oder solche von mikroskopischen Kryställchen (Mikrolithen).

Die Glaseinschlüsse entstehen dadurch, dass ein sich aus einem geschmolzenen Magma ausscheidender Krystall kleine Partikelchen des Schmelzflusses umschließt, welche bei rascher Erstarrung als Einschlüsse

*) Nach A. Stelzner enthält z. B. der Kubikmeter Lausitzer Granit nicht weniger als 2 bis 3,2 kg mikroskopische Apatite und 1,7 bis 2,5 kg ebensolcher Zirkone.

von glasiger Substanz erscheinen. Wo sich demnach solche Glaseinschlüsse finden, überall liefern sie den definitiven Beweis dafür, dass das krystallinische Gestein, in dessen Mineralelementen sie auftreten, ursprünglich sich in glutflüssigem Zustande befunden habe. Eine ganz analoge und das eben Gesagte nur bestärkende mikroskopische Erscheinung ist die, dass sich Adern und Schläuche von Glassubstanz in die Krystalle hinein erstrecken. Beide Beobachtungen wiederholen sich nicht nur bei Obsidian und Pechstein, sondern auch bei Phonolithen, Basalten, Melaphyren, Porphyren und anderen demnach zweifellos eruptiven Gesteinen, wo sie in Augit, Hornblende, Nosean, Nephelin, Olivin, Leucit, Feldspat und Quarz auftreten. Die Gestalt der Glaseinschlüsse ist sehr gewöhnlich eine eiförmige oder kugelige, nicht selten aber auch eine zackige oder unregelmäßig keilförmige. In den Glaseinschlüssen finden sich sehr gewöhnlich Bläschen, ohne dass jedoch eine Konstanz zwischen Volumenverhältnis der festen Masse und der Hohlräume obwaltet, so dass sie ihre Entstehung der Kontraktion der umhüllten Glassubstanz nicht verdanken können. Vielmehr scheinen gerade die Bläschen die Veranlassung zur Entstehung von Glaseinschlüssen gegeben zu haben, indem sie bei ihrem Aufsteigen durch die glutflüssige Masse etwas von dieser letzteren mit sich rissen. Sobald sie jedoch auf einen in der Bildung begriffenen Krystall stießen, blieben sie an diesem haften und wurden von ihm bei seinem ferneren Wachstum eingeschlossen. Daher rührt die zonenweise, den Konturen des sie einschließenden Krystalles parallele Anordnung der Glaseinschlüsse mancher Eruptivgesteine. Die Farbe der umschlossenen Glassubstanz stimmt mit derjenigen der den Krystall umgebenden Glasmasse meist überein, und ist wie diese grün, braun, grau oder gelblich.

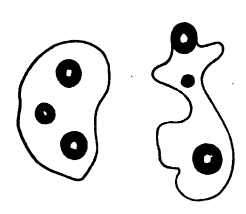


Fig. 2. Mikroskopische Glaseinschlüsse mit Bläschen. Nach *Zirkel*.

Sehr häufig ist mit der Erstarrung der Partikelchen des Schmelzflusses welche von dem sich bildenden Krystallindividuum eingeschlossen wurden, die Ausscheidung winziger, nadelförmiger Kryställchen Hand in Hand gegangen, wodurch die Glassubstanz zu einer teilweisen krystallinischen

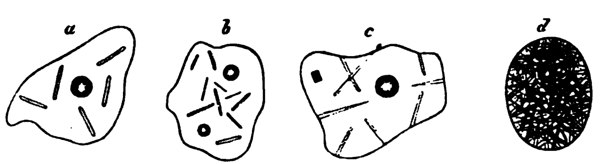


Fig. 3. Glaseinschlüsse, mehr oder weniger entglast. Nach *Zirkel*.

Ausbildung gelangt ist, ein Zustand, den man als Entglasung bezeichnet hat. Diese lässt sich in allen nur möglichen Graden der Deutlichkeit von fast vollkommen glasiger Beschaffenheit bis zu einem dichten Gewebe von

Krystallnadeln verfolgen, wovon Fig. 3 einige Beispiele illustriert. Die Zahl der Glaskörner in manchen Mineralien (so in Leuciten des Vesuvs, vielen Augiten, Feldspäten und Noseanen) ist so enorm, dass diese letzteren auf das innigste von jenen imprägniert sein müssen und in der That in einem nur den Bruchteil eines Millimeters messenden Krystalle nach Tausenden zählen.

Die Verteilung der Glaseinschlüsse ist entweder und zwar vorwiegend eine vollkommen regellose, z. T. aber zeigt sie eine gewisse Gesetzmäßigkeit. In letzterem Falle erscheinen die Glaseinschlüsse im Zentrum der Krystallindividuen massenhaft angehäuft, während die Randpartieen vollständig frei davon bleiben (siehe Fig. 4), oder aber es stellt sich eine konzentrische Anordnung derselben zu lauter den äußeren Umrissen des Krystalles parallelen Zonen, also ein schichtenartiger Aufbau des Krystallindividuums aus abwechselnden, an Glaseinschlüssen reichen und armen Lagen der Mineralsubstanz ein (siehe Fig. 4. *b* und *c*).

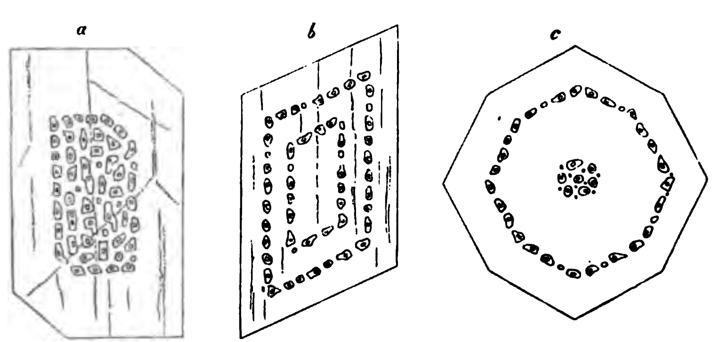


Fig. 4. *a* Zentrale Anhäufung der Glaseinschlüsse. *b* Zonenartige, konzentrische Anordnung derselben. *c* Kombination beider. Nach *Zirkel*.

Einschlüsse mikroskopischer Krystallgebilde (Mikrolithe) innerhalb der gesteinsbildenden Mineralindividuen sind sehr verbreitete Erscheinungen. Meistenteils sind sie ganz wirr und regellos in dem umschließenden Minerale eingestreut, in anderen Fällen aber steht ihre Verteilung in gesetzmäßiger Beziehung zu Form und Wachstum des Hauptkrystalles in der Weise, dass sie zu der Oberfläche des letzteren parallelen Zonen angeordnet erscheinen. Damit steht ein schalenförmiger Aufbau des betreffenden Augit-, Hornblende- und Leucitindividuums in Verbindung, welcher in Gesteinsschliffen z. T. durch die Farbenverschiedenheit der einzelnen, das Ganze zusammensetzenden parallelen Lagen, namentlich aber durch die den einzelnen Schichten entsprechende Aneinanderreihung der erwähnten Mikrolithe hervortritt. Letztere bestehen bei Hornblende- und Augitkrystallen namentlich aus Magneteisenkörnchen, Nephelinsäulchen, Feldspatnädelchen, — bei Leuciten aus Augitnadeln, Magneteisenkörnern, Glaseinschlüssen, Nosean-, Granat- und Nephelinkryställchen. Vorzüglich

sind es die Mikrolithe im Leucite, welche sehr gewöhnlich in höchst regelmäßigen konzentrischen Zonen angeordnet sind und dann in Krystalldurchschnitten konzentrische Kreise oder achteckige Querschnitte darstellen. (Fig. 5 und 6.) Doch kommen auch Leucite mit radial gestellten Mikrolithen

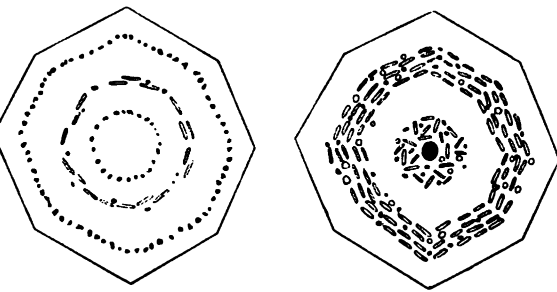


Fig. 5 und 6. Konzentrisch-zonale Anordnung der Mikrolithe im Leucit. Nach *Zirkel*.

vor. So enthalten die Leucite eines Lavastromes des Vesuvs keulenförmige Einschlüsse von brauner Schlackenmasse (siehe Fig. 7*a*) sowie Säulchen und Nädelchen von Augit in radialstrahlenförmiger Anordnung eingehüllt, während bei anderen Krystallindividuen nur deren zentrale Partie eine solche sternförmige Anordnung der Einschlüsse zeigt, der Rand hingegen einen Kranz von peripherisch gelagerten Säulchen enthält (siehe Fig. 7*b*). In sehr vielen Fällen ist die mineralische Natur der Mikrolithe nicht zu ermitteln.

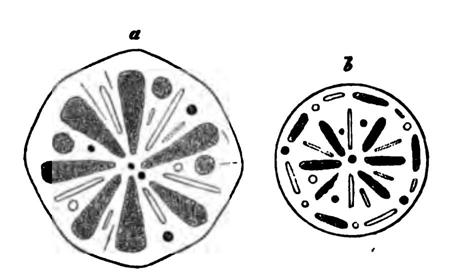


Fig. 7. *a* Vesuvischer Leucit mit radial angeordneten fremdartigen Einschlüssen. *b* ein solcher mit kombinirt radialer und konzentrisch-zonaler Anordnung der Einschlüsse. Nach *Zirkel*.

Die Menge solcher fremdartiger Einschlüsse in anscheinend homogenen Mineralien ist oft überraschend groß und äußert sich mit Bezug auf diese letzteren einerseits in deren Farbe, Glanz und Ansehen, andererseits in dem Resultate der chemischen Untersuchung. Die rote Farbe des Carnallites, des Heulandites, des Perthites wird durch Blättchen von Eisenoxyd hervorgebracht, in ähnlicher Weise rührt der kupferrote metallische Schimmer des Hypersthenes, die graue Farbe mancher Feldspäte, die grüne des Prasems, das Farbenspiel des Labradors von fremdartigen Einschlüssen her. Dass diese einen Einfluss auf das Ergebnis der chemischen Untersuchung ausüben, ist natürlich, und dadurch erklären sich die vielfältigen Abweichungen fast aller Analysen von der berechneten Normalformel.

Abgesehen von den mikroskopischen Krystallgebilden, wie sie innerhalb ausgeschiedener Krystallindividuen oder krystallinischer Gesteins-

bestandteile vorkommen, sind auch die meisten nichtkrystallinischen, also die glasartigen und halbglasigen, anscheinend homogenen Gesteine angefüllt von mikroskopischen Kryställchen, Mikrolithen. Selbst die wie das vollkommenste Glas aussehenden Obsidiane sind von ihnen durchschwärmt, ebenso die Pechsteine und Perlite, sowie die glasartige Zwischenmasse (Basis) der Basalte, Melaphyre und Diabase. Unter allen Mineralien treten Feldspäte, Hornblenden, Augite und Apatite am häufigsten in Form von Mikrolithen auf. Diese nicht immer auf ein makroskopisch bekanntes Mineral zurückführbaren Krystallausscheidungen sind entweder pellucid oder undurchsichtig schwarz. Die ersteren (Fig. 8) sind gewöhnlich einfach nadelförmig, stachelig, geradlinig und an beiden Enden stumpf abgestutzt, keulenförmig verdickt oder gabelig gezackt, zuweilen sind sie zu sternförmigen Aggregaten mit einander verbunden oder in mehrere hintereinander liegende Glieder aufgelöst und endlich haken- oder schleifenförmig gebogen. Neben den durchsichtigen wasserhellen, in größeren Exemplaren das Licht polarisierenden Beloniten erscheinen in den glasigen Gesteinen lange und außerordentlich dünne, undurchsichtige, einem schwarzen Haare ähnliche Krystallausscheidungen (Trichite, Fig. 9). Sie beschreiben sehr gewöhnlich schleifenartige, zick-

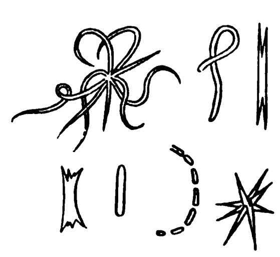


Fig. 8. Pellucide Mikrolithe (Belonite). Nach *Zirkel*.



Fig. 9. Trichite (haarförmige, schwarze Mikrolithe). Nach *Zirkel*.

zackförmige, schraubenähnliche Windungen oder strahlen von einem zentralen Magneteisenkorne allseitig aus. Zuweilen sind die Trichite auf einer oder beiden Seiten perlschnurartig mit winzigen runden Körnchen besetzt (siehe Fig. 10). Die Mikrolithe sind in der glasigen Gesteinsmasse sehr un-

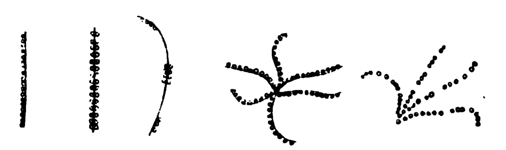


Fig. 10. Trichite im Obsidian, von Körnchen eingefasst. Nach *Zirkel*.

gleichmäßig verteilt, stellenweise ist diese ganz frei davon, an anderen Punkten liegen die Ausscheidungen wirr durcheinander, an noch anderen legen sie sich so dicht nebeneinander, dass sie ein scheinbar einheitliches

Individuum mit mehr oder weniger scharfen, für die Mineralspezies charakteristischen Konturen aufbauen, oder endlich sind sie parallel neben einander stromartig zu Bändern angeordnet, welche sich wellig hin- und herwinden, sich um im Wege liegende Krystalle biegen oder sie umzingeln. Es ist dies die Erscheinung der Mikrofluktuationsstruktur (siehe pag. 24 und Fig. 11 und 12). Aus ihr geht hervor, dass sich das ursprünglich



Fig. 11. Mikrofluktuationsstruktur im Obsidian.

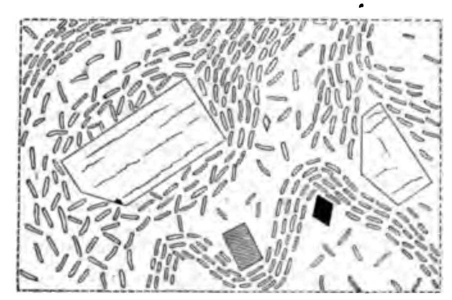


Fig. 12. Mikrofluktuationsstruktur im Pechstein. Nach *Zirkel*.

glutflüssige Magma jener glasartigen Gesteine, nachdem sich bereits einzelne größere Krystalle und unzählige Mikrolithe aus ihm ausgeschieden hatten, noch in einem derartigen Zustande der Plastizität befand, dass es sich noch eine Zeitlang in durcheinander fließender Bewegung erhalten konnte. Ebenso wie in den durchaus glasigen oder halbglasigen Gesteinen wiederholt sich diese Fluktuationsstruktur auch in dem amorphen Grundteig, der sogenannten Zwischendrängungsmasse der dichten Basalte, Melaphyre u. a.

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz, Topas, Steinsalz, Sylvin, Gyps und Flussspat, groß genug, um mit bloßem Auge erblickt zu werden, sind seit langer Zeit bekannt, auf die außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung mikroskopischer Einschlüsse von Flüssigkeiten wurde man erst durch das Mikroskop aufmerksam. Die kleineren derselben sind gewöhnlich rundlich oder eiförmig, besitzen auch wohl die Gestalt des sie umschließenden Krystalles; die größeren sind oft unregelmäßig verästelt und schlauchartig in die Länge gezogen (siehe Fig. 13). Ihre überwiegende Mehrzahl ist nicht ganz mit Flüssigkeit ausgefüllt, sondern zeigt ein Bläschen, eine Libelle, welche sich sehr häufig rastlos umherkreisend bewegt. Die eingeschlossene Flüssigkeit ist entweder reines Wasser oder eine wässerige Solution von Chlornatrium, Chlorkalium oder Sulfaten von Natron, Kali und Kalk, oder Wasser mit wenig Kohlensäure, oder aber flüssige Kohlensäure (letztere z. B. in granitischen Quarzen). In manchen augenscheinlich eine

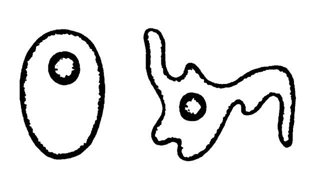
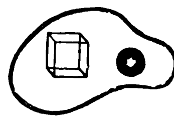
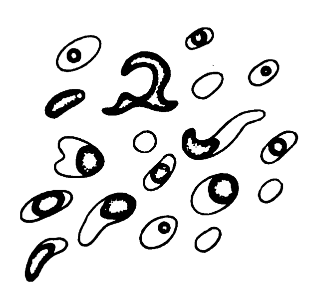


Fig. 13. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen. Nach *Zirkel*.

konzentrierte Salzlösung enthaltenden Gesteinsporen sind Würfelchen von Steinsalz ausgeschieden, welche bei Berührung mit der beweglichen Libelle von dieser fortgeschoben werden, also frei in der Mutterlauge liegen (z. B. im Quarze des Quarzporphyres auf Arran, des Zirkonsyenites von Laurvig; Fig. 14).


Fig. 14. Flüssigkeitseinschluss mit Libelle und Kochsalzwürfelchen. Nach *Zirkel*.

Die Flüssigkeitseinschlüsse erreichen selten mehr als 0,06 mm im Durchmesser, sinken dagegen zu solcher Kleinheit herab, dass sie selbst bei 1000facher Vergrößerung als kaum wahrnehmbare Punkte erscheinen. Das Dimensionsverhältnis von Flüssigkeitseinschluss mit Libelle ist ein vollkommen unbestimmtes, so dass sich in ein und demselben Krystalle große Flüssigkeitseinschlüsse mit außerordentlich kleinen Bläschen dicht neben sehr kleinen Einschlüssen mit sehr großen Libellen finden (siehe Fig. 15). Das Bläschen kann demnach nicht durch Zusammenziehung der erkaltenden, ursprünglich den ganzen Hohlraum ausfüllenden Flüssigkeit entstanden sein, weil in diesem Falle die Größe beider in einem ganz bestimmten Verhältnisse stehen müsste. Unzweifelhaft aber ist es, dass die mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse bei der Bildung des Gesteins von letzterem umfasst wurden, also ursprünglich, nicht etwa später infiltriert worden sind. Die Flüssigkeitseinschlüsse treten entweder wirr durch einander gestreut auf oder sind zu sich verzweigenden und dann wieder vereinigenden Zonen gruppiert, welche die Substanz des sie einschließenden Minerales durchziehen. Am häufigsten sind Flüssigkeitseinschlüsse bis jetzt beobachtet worden in dem zum Teil ganz von ihnen angefüllten Quarze der Granite, Gneiße, Porphyre, im Feldspate z. B. gabbroähnlicher Basalte von Mull und des Gabbro auf Skye, nicht selten auch im Augit, Nephelin, Olivin und Leucit echter geflossener Laven, sowie vieler Basalte, ferner im Topas, Vesuvian, Beryll, Spinell, Flussspat und in anderen Mineralien.


Fig. 15. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen von relativ verschiedener Größe. Nach *Zirkel*.

Von den oben erwähnten Glaseinschlüssen unterscheiden sich die Flüssigkeitseinschlüsse durch ihre breite und dunkele Randbegrenzung im Vergleiche mit der schmalen der ersteren, durch die schmale Umrandung der Libellen, während die Bläschen der Glaseinschlüsse mit einem dunkelen und breiten Rande versehen sind, ferner meistenteils durch die Beweglichkeit der Libellen (zuweilen jedoch auch feststehend), durch ihr Verschwinden beim Erwärmen (flüssige Kohlensäure) und durch die Farblosigkeit ihres Inhaltes im Gegensatze zu der oft gelblichgrünen oder bräunlichen Farbe der Glassubstanz.

Endlich sind in den krystallinischen Gemengteilen vieler Eruptivgesteine mikroskopische Poren, also Hohlräume von eiförmiger oder kugeliger Gestalt verbreitet, welche genau wie die größeren Blasen zahlreicher Laven durch emporsteigende und im erkaltenden Magma stecken bleibende Gas- oder Dampfblasen gebildet wurden. Falls sie nicht regellos zerstreut liegen, sind sie zu wolkenartigen Haufen oder perlschnurartigen Reihen angeordnet.

§ 9. **Klassifikation der Gesteine.** Die Gesteine sind, wie bereits oben erwähnt, Aggregate von Mineralien. Je nachdem nun an dieser Aggregierung nur eine Mineralsubstanz, oder mehrere Mineralspezies oder endlich Trümmer und Reste anderer Gesteine teilnehmen, bringen wir die Felsarten in drei Klassen unter:

I. Gesteine, die aus **einer** Mineralsubstanz bestehen und zum großen Teile krystallinische Aggregate von Individuen **einer einzigen** Mineralspezies sind: einfache Gesteine. Beispiel: Marmor.

II. Gesteine, die aus einem innigen Gemenge **mehrerer** Mineralsubstanzen oder aus einem Aggregate gegenseitig miteinander verwachsener **Individuen mehrerer** Mineralspezies bestehen: gemengte Gesteine. Beispiel: Granit.

III. Gesteine, die zum großen Teile aus losen oder verkitteten **Trümmern** und erdigen oder sandigen Resten anderer Gesteine zusammengesetzt sind: klastische oder Trümmer-Gesteine. Beispiele: Konglomerat, Sandstein, Lehm.

b) Übersicht der Gesteinsarten.*)

1. Klasse. Einfache Gesteine.

1. Eis.

Nach seiner Entstehungsweise unterscheidet man das Eis in Schnee-Eis und Wasser-Eis, und ersteres nach seiner petrographischen Beschaffenheit in Schnee, Firn und Gletscher-Eis.

Der Schnee ist ein loses Aggregat von Nadeln, Lamellen und Flocken, entsteht durch Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit und bildet in der obersten Region der Hochgebirge, sowie in den Polargegenden aus-

* Bei dieser Übersicht der Gesteinsarten hat es sich als unthunlich erwiesen, gewisse Bezeichnungen zu vermeiden, welche erst in den Abschnitten über historische, dynamische und architektonische Geologie ihre Erklärung finden werden. Es wird deshalb hierdurch auf die betreffenden späteren Kapitel und auf die Benutzung des Registers hingewiesen.

gedehnte und mächtige Ablagerungen. Hier runden sich die ursprünglich krystallinischen Flöckchen durch rasche Verdunstung und Sonnenbestrahlung zu einem feinen, sandähnlichen Pulver.

Der Firn, ein Aggregat von losen oder durch Eiscement verbundenen blendend weißen Eiskörnern, diese voll von nach oben runden, nach unten spitzen Luftbläschen, entsteht in geringeren Höhen der Hochgebirge (von etwa 3300 m abwärts) durch Verschmelzung des Hochschnees zu Eiskörnern welche zeitweise durch dazwischen sickerndes und gefrierendes Wasser zu einer mehr oder minder festen Masse verkittet werden können.

Das Gletscher-Eis ist ein krystallinisch körniges und zwar regelloses Aggregat von einheitlichen krystallinischen Eiskörnern (Klocke), deren Größe von der Firngrenze gegen das Ende des Gletschers von der Dimension einer Erbse bis zu der eines Hühnereies wächst. Es entsteht durch Zusammenschmelzung der Firneiskörner und zeigt eine mehr oder minder deutliche schichtenartige Bankung, zugleich aber eine die Schichtung quer durchsetzende Bandstruktur, indem weiße luftblasenreiche und blaue luftblasenfreie Lamellen mit einander abwechseln. Ferner ist das Gletschereis von außerordentlich feinen Haarspalten durchdrungen, welche den Eiskorn-Grenzen entsprechen, und besitzt in größeren Massen eine schöne blaue Färbung, während kleinere Stücke farblos sind. Die Gletscher erreichen über 500 m Mächtigkeit. Ihr Vorkommen ist ein doppeltes: erstens in der Hochgebirgszone der gemäßigten und heißen Länder zwischen dem Firn und der Schmelzlinie des Eises (Alpengletscher); zweitens in den Gebirgs- und Hügelländern höherer Breiten (Polargletscher, Inlandeis), wo sie ihre Enden bis ins Meer hinein strecken, in welchem dieselben von den Wellen zerstückelt und als Eisberge fortgetrieben werden.

Das Wasser-Eis bildet sich durch Ausscheidung nadelförmiger Eiskrystalle sowohl auf der Oberfläche, wie auf dem Grunde der Gewässer (Grundeis). Ersteres ist dicht, hart, durchsichtig, weißlich oder grünlich, letzteres schwammig, locker und, weil erdige und sandige Teile des Bodens umschließend, schmutzig gefärbt. Die Polarmeere sind die hauptsächliche Heimat des Wasser-Eises, sie tragen eine 6 bis 10 m mächtige Eisdecke, welche im Sommer nur zum Teil in Schollen bricht und von der Strömung weggeführt wird, zum Teil aber auch lange Jahre hindurch festbleibt.

2. Steinsalz.

Das Steinsalz ist ein blätteriges, körniges oder faseriges Aggregat des Minerales Kochsalz, also von Chlornatrium. Seine leichte Löslichkeit in Wasser, sein salziger Geschmack und seine ausgezeichnete hexaëdrische Spaltbarkeit machen es leicht kenntlich. Abänderungen in dem genannten Normalbestande werden durch Beimischungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche dem Steinsalze die Eigenschaft erteilen, Feuchtigkeit aus der Luft anzuziehen, sowie von Chlorkalium hervorgebracht. Andere

Beimengungen verleihen dem ursprünglich farblosen Gesteine mancherlei Färbungen. So färbt eine geringe Beimengung von Eisenoxyd das Steinsalz rot, von Kupfergrün oder Kupferchlorid grün oder blau, von Bitumen grau oder blau, während endlich Anhydrit, namentlich aber Thon häufig als Verunreinigung auftritt (Thonsalz). An manchen Punkten seines Vorkommens, so in Stassfurt bei Magdeburg, namentlich aber in Wieliczka, enthält das Steinsalz Blasen, welche mit verschiedenen verdichteten Gasen (Wasserstoff, Kohlensäure, Kohlenoxyd) gefüllt sind, deren bei der Auflösung des Salzes stattfindendes Entweichen ein knisterndes Geräusch verursacht (Knistersalz). Außerordentlich häufig sind im Steinsalze Flüssigkeitseinschlüsse und zwar sowohl solche, die mit bloßem Auge sichtbar sind, wie mikroskopisch kleine, in denen das vollkommen inkonstante Volumenverhältnis zwischen Flüssigkeit und inneliegender Libelle besonders deutlich hervortritt. Sehr gewöhnlich ist die Form der Flüssigkeitseinschlüsse entsprechend der Krystallgestalt des Steinsalzes eine kubische. Das Material des eingeschlossenen Fluidums ist meist Chlornatriumlösung, häufig auch ein Kohlenwasserstoff.

Formation.	Lokalität.
Bildungen der Jetztzeit .	Wüstensalz der Kirgisensteppe, in Arabien, in Südamerika. Seesalz am Toten Meere, am Großen Salzsee (Utah).
Tertiär.	Lagerstätten von Cardona in Catalonien, Wieliczka und Bochnia in Galizien, — in Siebenbürgen, Kleinasien und Armenien, — von Rimini in Italien, in Louisiana.
Kreide	Westphälische Soolquellen (Unna). — Algier.
Jura mit Purbeck . . .	Soole von Rodenburg am Deister, — Bex im Canton Waadt.
Keuper.	Lothringen, Hall in Tirol, Hallein und Berchtesgaden (bei Salzburg).
Muschelkalk	Am oberen Neckar und Kocher (Württemberg), Ernsthall und Stotternheim (Thüringen).
Buntsandstein	Hannover, Schöningen bei Braunschweig, Salzderhelden, England.
Perm	Bei Gera, Artern (Thüringen), Stassfurt, Halle, Sperenberg; Segeberg (Holstein); Kirgisensteppe am Ileckflusse.
Steinkohlenformation. .	Am Kanawha und New River (West Virginia), im englischen Steinkohlengebirge von Durham, Bristol u. a. L.
Devon	Bei Winchell in Michigan.
Silur	West Virginia; bei Salina und Syracuse im Staate New-York, bei Saginaw in Michigan, Provinz Ontario in Canada.

Das Steinsalz ist entweder nur undeutlich oder gar nicht geschichtet.

In Stassfurt wird es durch dünne parallele Lagen von Anhydrit in regelmäßige Bänke gesondert. Es bildet mächtige Lager und Stöcke zwischen Thon, Gyps, Anhydrit, Mergel und Dolomit. Die Salzlagerstätte von Stassfurt ist über 330, die bei Sperenberg (unweit Berlin) erbohrte gegen 1300, die von Wieliczka stellenweise über 1400 m mächtig. Die Ablagerungen des Steinsalzes sind auf keine bestimmte Formation beschränkt, sie verteilen sich vielmehr auf die ganze sedimentäre Schichtenreihe, wie dies aus der tabellarischen Übersicht auf Seite 40 hervorgeht.

Carnallit, 26,8 Chlorkalium, 34,2 Chlormagnesium, 39 Wasser, derb, großkörnig, durch mikroskopische Schüppchen von Eisenglanz rot gefärbt, an der Luft zerfließend. — Kieserit, Magnesiumsulfat mit 1 Mol. Wasser, derb, feinkörnig bis dicht, gelblich bis weißlichgrau. Beide in bis fußmächtigen Bänken mit Steinsalz wechsellagernd. Stassfurt und Kalusz.

Chilisalpeter, ein z. T. hartes, dichtes, weißes, gelbliches oder geädertes, z. T. poröses, grobkörnig sandiges Gemisch von 20 bis 75 Proz. salpetersaurem Natron mit Kochsalz, Chlormagnesium, salpetersaurem Kali und Magnesia, schwefelsaurem Kali, Natron und Kalk, sowie kohlensaurem Kalk und etwas Jod- und Bromnatrium, nebst beigemengtem Sand. Als 0,3 bis 4 m mächtige Ablagerungen auf der Sohle von Thalbecken und Mulden der regenlosen Küstenstriche von Peru, Bolivia, Chili (H. Gruner, Berlin 1883).

3. Gyps.

Das Gypsgestein ist ein spätiges, faseriges, schuppiges oder körniges bis dichtes Aggregat von Gypsindividuen, besteht also aus Calciumsulfat mit 2 Mol. Wasser. Ein vorzügliches Unterscheidungsmerkmal desselben von anderen ähnlich aussehenden Gesteinen, z. B. gewissen Kalksteinen, ist seine Weichheit und sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Seine ursprüngliche Farbe ist zwar weiß, wird jedoch durch Beimengungen von Bitumen und Thon in eine graue und durch solche von Eisenoxyd in eine gelbe, rote und braune verwandelt. Neben den einfarbigen treten gefleckte, gestreifte, wolkige, marmorierte Gypse auf. Nach Verschiedenheiten in ihrer Struktur unterscheidet man:

Spätigen Gyps; Aggregat von zum Teil fußlangen Individuen, so z. B. in der Marienhöhle bei Reinhardtsbrunn, ja von lachtergroßen Individuen, so in dem Steinsalzbezirke von Wieliczka.

Fasergyps; Aggregat von seidenglänzenden Fasern, welche meist senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Platten stehen, die dieses Gestein zwischen körnigem Gypse bildet.

Dichten Gyps; außerordentlich feinkörnig, sehr häufig schneeweiß und an den Kanten durchscheinend, dann Alabaster genannt.

Körnigen Gyps; körniges Aggregat von weißer oder lichter Farbe, oft mit dunklen Flecken und Wolken.

In den beiden letztgenannten Varietäten kommen namentlich Berg-

krystall (bei Fahnern in Thüringen) und Boracit (bei Lüneburg), ferner Aragonit, Cölestin, Schwefelkies und Schwefel (Spanien und Sicilien) als zufällige Gemengteile vor.

Der Gyps ist gewöhnlich ungeschichtet und bildet in der Regel linsen- oder stockförmige Einlagerungen, während parallele Schichten verhältnismäßig selten sind (Osterode am Harz). Thon, Steinsalz, Anhydrit sind seine gewöhnlichsten Begleiter. Durch Auslaugung (er ist in 420 Teilen Wasser löslich) sind in ihm häufig Hohlräume (Schlotten) entstanden, welche zum Teil meilenweite Erstreckung besitzen und dann öfters die Fundorte diluvialer Wirbeltiere (z. B. Ursus spelaeus) sind. Seine Hauptentwickelung fällt in die Dyas, Trias und das Tertiär. So umgiebt ein hoher, 6 Meilen langer felsiger Wall von Gyps der Zechsteinformation den Südrand des Harzes von Sangerhausen bis Osterode, ebenso gehört der bereits erwähnte spätige Gyps von Reinhardtsbrunn der Dyas an. Mächtige Einlagerungen von triadischem Gypse sind namentlich in Thüringen, in den Neckargegenden, bei Lüneburg u. s. w. bekannt.

4. **Anhydrit.**

Das Anhydritgestein ist ein grobkörniges bis dichtes Aggregat von Anhydritindividuen und besteht wie dieses Mineral aus wasserfreiem Calciumsulfat. Vom Gyps, mit welchem er vergesellschaftet vorkommt, unterscheidet ihn bereits seine größere Härte (3—3,5 gegen 1,5—2), vom Kalkstein, mit dem er zuweilen große Ähnlichkeit hat, namentlich sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Weiß, hellgrau, hellrötlich, hellblau sind seine gewöhnlichen Farben. Er ist selten und dann nur undeutlich geschichtet. Vereinzelt tritt er in dünnen, parallelen Lagen (Schnüren) zwischen anderen Gesteinen, so im Steinsalze von Stassfurt auf.

Sein geologisches Vorkommen fällt mit dem des Gypses zusammen. Durch Aufnahme von Wasser geht der Anhydrit leicht in Gyps über, und es sind daher die von ihm gebildeten Gebirgsmassen gewöhnlich von einer mächtigen Gypskruste bedeckt. Aus dem auf den letzten Seiten gesagten geht hervor, dass Gyps, Anhydrit und Steinsalz sehr gewöhnlich vergesellschaftet sind. Einige der wichtigsten der deutschen Fundorte des Anhydrites sind: Osterode am Harz, Stassfurt bei Magdeburg, Lüneburg, Sulz am Neckar, Hall in Tirol.

5. **Kalkstein.**

Der Kalkstein ist wesentlich ein Aggregat von Kalkspat-Individuen, seinem Normalbestande nach wesentlich Calciumkarbonat. Seine reinen Varietäten lösen sich unter lebhaftem Aufbrausen in Säuren vollständig. Sehr häufig wird ein Teil der Kalkerde durch Magnesia, Eisenoxydul oder Manganoxydul vertreten, und ebenso gewöhnlich erscheint die Kalkmasse verunreinigt durch Kieselsäure, Thon, Graphit und bituminöse Substanzen. Die Farbe des reinen Kalksteines ist weiß, infolge seiner Beimengungen

nimmt er jedoch graue, gelbliche, bräunliche und schwärzliche Färbungen an oder ist farbig gefleckt, geflammt, gestreift oder marmoriert. Nach seinen Strukturverhältnissen unterscheidet man folgende Varietäten:

a) körnigen Kalkstein, Marmor, ein grobkörniges bis zuckerig-feinkörniges Aggregat von polysynthetisch verzwillingten Kalkspatindividuen, welche nach allen Richtungen durcheinander verwachsen sind (Fig. 16). Gewöhnlich ist der körnige Kalk weiß und an den Kanten durchscheinend oder hellgrau, hellgelb oder hellrötlich, einfarbig oder marmoriert. Sein Reichtum an zufälligen Gemengteilen ist groß, unter diesen sind Glimmer, Grammatit, Granat, Spinell, Korund, Serpentin, Quarz, Apatit, Flussspat, Magneteisen, Schwefelkies, Graphit hervorzuheben. Namentlich kann der Glimmer in solcher Menge auftreten, dass der Kalkstein ein schieferiges Gepräge annimmt und dann Kalkglimmerschiefer genannt wird.



Fig. 16. Körniger Kalkstein aus polysynthetisch verzwillingten Kalkspatkörnern zusammengesetzt. Nach v. *Inostranzeff*.

Schichtung ist am krystallinischen Kalke bisweilen sehr deutlich zu beobachten, häufig aber gar nicht vorhanden. Die Mehrzahl seiner Vorkommen gehören den ältesten Formationen der Erdkruste, namentlich denen der Ur-Gneiße und krystallinischen Schiefer an, zwischen welchen derselbe regelmäßige Lager oder unregelmäßige Stöcke bildet, so z. B. bei Sala in Schweden, bei Auerbach an der Bergstraße, bei Drossendorf in Mähren, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, bei Burkhardswalde und Crottendorf im Erzgebirge, bei Hermsdorf im Riesengebirge, im Alleghany-Gebirge, in Canada und am Süd-Ufer des Lake Superior. Die Marmorlager von Carara und anderer südeuropäischer Lokalitäten sind bei weitem jüngeren, nämlich jurassischen Alters.

Eine grobkörnige, spätige Varietät des krystallinischen Kalksteines ist der Kalksinter, welcher namentlich in der Form der Stalaktiten in den Höhlungen der Kalksteingebirge gefunden wird.

b) dichten oder gemeinen Kalkstein; er besitzt eine äußerst feinkörnige krystallinische Struktur, welche oft erst mit Hilfe des Mikroskopes als solche zu erkennen ist, und einen flach muscheligen bis splitterigen Bruch. Er ist meist einfarbig, gelblich, bräunlich oder grau, selten gefleckt und gewöhnlich sehr reich an Tierresten, dahingegen arm an zufälligen mineralischen Gemengteilen, unter welchen namentlich Bleiglanz, Schwefelkies, Zinkblende und deren Zersetzungsprodukte Wichtigkeit besitzen. Der gemeine Kalkstein zeichnet sich vor dem körnigen durch Deutlichkeit und

Schärfe seiner Schichtung aus und spielt eine höchst wichtige Rolle als Glied fast sämtlicher geschichteten Gebirgsformationen. Die dichten Kalksteine sind häufig durch Beimengungen verunreinigt. Nach der Art derselben unterscheidet man:

α) thonigen Kalkstein, β) kieseligen Kalkstein, γ) dolomitischen Kalkstein, δ) bituminösen Kalkstein (Stinkkalk, weil beim Zerschlagenwerden einen stinkenden Geruch von sich gebend). Außerdem bezeichnet man die dichten Kalksteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe als Kohlenkalk, Zechsteinkalk, Jurakalk, — nach ihrer Versteinerungsführung als Stringocephalenkalk, Orthocerenkalk, Crinoidenkalk, Korallenkalk, Nummulitenkalk, und endlich nach ausgezeichneten Aufschlusspunkten und Vorkommnissen z. B. als Eifeler Kalk, Opatowitzer Kalk, Hallstädter Kalk, Trenton-Kalk.

c) oolithischen Kalkstein; rundliche hirsen- bis erbsengroße Kalkkörner von konzentrisch-schaliger, oft auch radial-faseriger Zusammensetzung sind durch eine dichte oder erdige Kalksteinmasse zusammengekittet In ihrem Mittelpunkte umschließen die einzelnen Oolithkörner nicht selten einen fremdartigen Körper, ein Sandkörnchen oder ein Muschelfragment, welches den ersten Anstoß zur Bildung des Kornes gegeben hat. Zum Teil waltet die Kalksteingrundmasse auf Kosten der Oolithkörner vor, zum Teil jedoch tritt dieselbe ganz zurück, so dass sich die Körner gegenseitig berühren; man nennt ein derartiges Gestein, namentlich wenn die Konkretionen aus Aragonit (rhombischem kohlensauren Kalke) bestehen und Erbsengröße erreichen, Erbsenstein oder Pisolith (z. B. von Karlsbad), solche Oolithe aber, deren radialfaserige Kalkkörner durch ein thonig-mergeliges Bindemittel verbunden sind, Rogenstein (z. B. bei Braunschweig, bei Wolfenbüttel, bei Bernburg, bei Eisleben). Der gewöhnliche Oolith aus hirsekorngroßen Kügelchen setzt an der Westseite des Schwarzwaldes, ferner bei Hildesheim und Hannover, mächtige Schichtenreihen zusammen; der Riesenoolith ist in den Alpen weit verbreitet.

d) porösen Kalkstein, Kalktuff, Travertin; feinerdige bis fast dichte oder auch poröse, blasige, schwammige, konzentrisch-schalige Kalksteinmasse von gelblicher Farbe. Sie tritt in den meisten Fällen als Inkrustation von bunt zusammengehäuften Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen auf und umfasst zahlreiche Reste von Muscheln, Schnecken und anderen Tierarten (z. B. Knochen von Elephas primigenius). Als einige der Hauptvorkommen mögen die von Tivoli unfern Rom, Baden bei Wien, Weimar und Tonna in Thüringen, Cannstatt in Württemberg genannt werden.

e) erdigen Kalkstein, Kreide; ein weicher, milder Kalkstein mit feinerdigem, mattem Bruche, im reinsten Zustande schneeweiß, weich und schreibend, bei eintretendem Gehalte von Thon oder Eisenoxyd grau, gelblich und härter werdend. Seine kleinsten Teilchen bestehen ihrer Mehr-

zahl nach nicht aus krystallinischen Individuen, sondern aus mikroskopischen Scheibchen und Kügelchen von amorphem kohlensauren Kalke (Coccolithen?), sowie aus Foraminiferen-Schalen. Sehr häufig enthält die Kreide neben zahlreichen Tierresten Feuersteinknollen als accessorische Bestandmassen, sowie grüne Glaukonitkörner als zufällige Gemengteile (glaukonitische Kreide). Die Kreide bildet, wo sie auftritt, schroffe Felspartieen, so namentlich bei Dover und Calais, sowie auf Rügen.

6. **Dolomit.**

Der normale Dolomit ist ein Aggregat von Individuen des Minerales Dolomitspat, also Magnesium-Calcium-Karbonat mit 54,35 Teilen kohlensauren Kalkes und 45,65 Teilen kohlensaurer Magnesia. Dieses Mischungsverhältnis ist jedoch nicht konstant, nicht einmal gewöhnlich, vielmehr repräsentiert der Dolomit in den meisten Fällen Verbindungen von Calciumkarbonat und Magnesiumkarbonat in ganz unbestimmten Proportionen. Zu diesen beiden Karbonaten tritt sehr oft noch ein drittes, nämlich das des Eisens, wenn auch nur in geringen Mengen, und endlich Bitumen und Kieselsäure, wonach man den Dolomit eisenschüssig, bituminös oder kieselig nennt. Gewisse leicht zu verwechselnde Varietäten des Dolomites und Kalksteines unterscheiden sich wie folgt: Dolomit ist härter als Kalkstein (H. durchschnittlich 4 : 3), — er besitzt ein größeres spezifisches Gewicht (2,9 : 2,7), — Dolomitstücke brausen mit kalter Säure nur sehr wenig, Kalksteinfragmente sehr stark — letztere lösen sich rasch, erstere langsam in Salzsäure.

Manche körnige Dolomite sind reich an accessorischen Bestandteilen, so der des Binnenthales im Oberwallis (Zinkblende, Arsenikalkies, Schwefelkies, Tremolit), des Campo longo südlich vom St. Gotthard (Realgar, Turmalin, Korund und Tremolit).

Die meisten Dolomitvarietäten sind deutlich krystallinisch und zwar bald grob-, bald sehr feinkörnig; bei den Dolomitaschen sind die einzelnen Dolomitspat-Individuen gar nicht miteinander verbunden, sondern liegen lose, staubartig nebeneinander. Endlich werden gewisse feinkörnige Dolomite von unregelmäßig gestalteten, eckigen Zellen und Höhlungen vollständig durchzogen, wodurch das Gestein, dann Rauchwacke genannt, ein löcheriges, zerfressenes Aussehen erhält. Die Wandungen der Hohlräume sind mit Dolomitspatkryställchen inkrustiert. Ein typischer Fundort der Rauchwacke sind die Felspartieen des Altensteines und Hohlensteines in Thüringen. Bemerkenswert ist die Neigung des Dolomites zu Fels- und Höhlenbildungen; so bestehen die Felsruinen des fränkischen Jura und der schwäbischen Alb, die Riffe und obeliskenförmigen Felsmassen Südtirols aus Dolomit. Überhaupt spielt dieses Gestein, gewöhnlich mit Mergeln und Kalksteinen vergesellschaftet, eine wichtige Rolle als Baumaterial der Erdfeste.

Ihrer geringen Verbreitung wegen können folgende hierher gehörige Gesteine nur kurz angeführt werden:

Phosphorit, ein strahliges, faseriges bis dichtes Apatitgestein von weißlicher, graulicher und gelblichbrauner Farbe, welches Gänge und Nester im Cambrium, Silur, Devon und Granit, aber auch Ablagerungen in muldenförmigen Vertiefungen innerhalb älterer Kalksteine (in Estremadura, in Nassau an der Lahn und Dill, in Bayern bei Amberg) bildet. Als Knollen im Oligocän, als Geschiebe im nordischen Diluvium.

Schwerspat, ein dichtes, dunkelgraues Aggregat von Schwerspat-Individuen, welches z. B. zwischen den Thonschiefern an der Lenne (Westfalen) in bis über 30 m mächtigen Lagern auftritt.

7. Quarzit.

Der Quarzit ist eine körnige bis dichte und dann grobsplitterige, weiße, graue oder durch Beimengung von Eisenoxyd rötlich gefärbte Quarzmasse. Je nach ihrer Struktur unterscheidet man folgende Abarten: Körniger Quarzit, sehr oft sandsteinähnlich, — dichter Quarzit, außerordentlich feinkörnig, — schieferiger Quarzit, dessen schieferige Struktur zum Teil durch lagenweise verteilte Glimmerblättchen hervorgebracht wird. An zufälligen Gemengteilen ist der Quarzit ziemlich reich; namentlich hervorzuheben sind Glimmer, Granat, Turmalin, Pistazit, Zirkon, Schwefelkies, Magneteisen und Gold (letzteres z. B. in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika). Die Quarzite sind meist sehr deutlich geschichtet und bilden mehr oder weniger mächtige Einlagerungen zwischen Glimmer-, Chlorit- und Thonschiefer.

8. Krystallinischer Quarzsandstein.

Der krystallinische Quarzsandstein (Krystallsandstein) besteht aus lauter krystallinischen Quarzkörnern, zuweilen aus vollständig ausgebildeten Quarzkrystallen, welche durch ein gewöhnlich äußerst spärliches Kieselcement verbunden sind. Hierher gehören die untertriadischen Sandsteine der Vogesen, ferner viele Kieselgesteine der Braunkohlen- und Steinkohlenformation (Millstonegrit Englands und Nordamerikas).

9. Kieselschiefer (Lydit).

Der Kieselschiefer ist ein dichtes, sehr hartes, unschmelzbares, von Thonerde, Kohlenstoff und Eisenoxyd imprägniertes, hornsteinähnliches Quarzgestein mit splitterigem Bruche und von dunkeler, namentlich schwarzer Farbe. Er ist in dünnen, meist nur zollmächtigen, scharfgetrennten Platten abgelagert, zeigt sehr vollkommene Zerklüftung, infolge deren das Gestein in polyëdrische Absonderungsstücke zerteilt wird, und ist von zahlreichen Schnüren und Adern von weißem Quarze durchzogen. Seine sehr dichten, vollkommen schwarzen Varietäten mit flachmuscheligem Bruche werden Lydit oder Probierstein genannt. Er bildet z. B. im Oberharze zwischen Clausthal, Lehrbach und Lautenthal, im Fichtelgebirge in der Nähe von Hof,

in Böhmen in der Gegend von Beraun, in Sachsen zwischen Freiberg und Nossen mächtige Schichtenfolgen.

In die Familie der Kieselgesteine gehören noch folgende Gesteinsarten und Mineralaggregate, welche sämtlich nur unbedeutende Ausdehnung besitzen und zum Teil nur als accessorische Bestandmassen in anderen Gesteinen auftreten:

Feuerstein ist ein graues oder schwarzes Kieselgestein mit ausgezeichnet muscheligem Bruche. Seine scherbenartigen Bruchstücke sind scharfkantig und an den Kanten durchscheinend. Er besteht aus einem innigen Gemenge von krystallinischer und amorpher Kieselsäure, einer Zusammensetzung, welche erst im polarisierten Lichte kenntlich wird, sich aber auch durch Kochen mit Kalilauge nachweisen lässt, wodurch die amorphe Kieselsäure leicht gelöst wird. Die schwarze Färbung des Feuersteins rührt zum großen Teile von Kohlenstoff und dieser von organischen Resten her und verschwindet in diesem Falle beim Glühen.

Der Feuerstein bildet namentlich lagenweise aneinander gereihte Knollen in der weißen Schreibkreide, so bei Dover, Calais und Aachen, so auf Rügen und Wollin. Außerdem tritt er in Form von losen Geschieben überall im Diluvium der norddeutschen Ebene auf, entstammt aber den zum Teil zerstörten Kreidelagern der Ostsee.

Hornstein, eine anscheinend dichte, unter dem Mikroskope jedoch durchaus krystallinische, harte, trübgefärbte, rauchgraue oder braunrote Quarzmasse von splitterigem Bruche; meist knollige Massen, unregelmäßige Einlagerungen von geringer Ausdehnung oder wenig mächtige Schichtenfolgen zusammensetzend.

Jaspis, eine hornsteinartige Quarzmasse, von streifenweise abwechselnder roter, gelber, brauner und grüner Farbe; in größter Mächtigkeit am Lake Superior in Nordamerika.

Süßwasserquarz, eine feinkörnige, meist poröse, zellige, splitterige Grundmasse, die sich durch ihre Einschlüsse von Süßwasser- und Landschnecken und Pflanzen als ein Quellenabsatz kundgiebt. Er bildet regellos gestaltete Massen zwischen losen Sanden, Thonen und Kalksteinen jüngsten geologischen Alters, z. B. der Umgegend von Paris.

Kieselsinter und Kieseltuff, eine bald erdige, lockere, poröse, bald kompakte Quarzmasse, welche zum Teil auffallende äußerliche Ähnlichkeit mit Kalktuff besitzt, zum Teil wie Kalksinter in stalaktitischer Form auftritt und sich als Absatz aus heißen Quellen (so der Geysirs) bildet.

Polierschiefer, eine erdige, äußerst fein anzufühlende, abfärbende, dünnschieferige, blätterige Kieselmasse von gelblicher Farbe, welche aus mikroskopisch kleinen Kieselpanzern von Diatomeen zusammengesetzt ist (Bilin in Böhmen).

Kieselguhr (Bergmehl), weiße, lockere, mehlartige Kieselanhäufungen,

vorwaltend aus Kieselpanzern von Diatomeen gebildet; als Lager z. B. im Untergrunde von Berlin, mancher Stellen der Lüneburger Haide, bei Franzensbad in Böhmen.

10. Hornblendeschiefer.

Der Hornblendeschiefer ist ein schieferiges Aggregat von schwärzlichen oder dunkelgrünen, faserigen oder stengeligen Hornblendeindividuen welchen sich meist sehr untergeordnet Granat, Pistazit und Schwefelkies beigesellen. Bei Snarum gesellt sich zur Hornblende Gedrit. Durch Aufnahme noch anderer Gemengteile geht er in die Amphibolite über. Der Hornblendeschiefer ist deutlich geschichtet und in regelmäßiger Wechsellagerung zwischen den archäischen Gneißen, Glimmerschiefern und Phylliten von Skandinavien, des Erzgebirges, des nördlichen Böhmerwaldes, der Sudeten, Siebenbürgens, der Tauernkette Tirols und zahlreicher anderer Lokalitäten eingeschaltet.

Eine besondere Varietät des Hornblendeschiefers ist der Strahlstein- oder Aktinolithschiefer, ein dick-schieferiges Aggregat von gras- bis lauchgrünem Strahlstein in dünnstengeligen oder faserigen Individuen. Er ist in den Alpen Savoyens, bei Klausen in Tirol, im Zipser-Komitat (Ungarn), in Schottland, Massachusetts u. a. L. bekannt.

Der Nephrit ist ein dichter, außerordentlich feinfaseriger, filziger Aktinolithschiefer oder Grammatitschiefer, bildet Einlagerungen in der archäischen Formation Neuseelands und des Küen-Lüen, ebenso bei Jordansmühl in Schlesien (Traube), ist in isolierten Blöcken bei Schwemsal und Leipzig gefunden und zu Steinbeilen verarbeitet, weit verbreitet.

Der Glaukophanschiefer besteht wesentlich aus Individuen der schön blauen, natriumreichen Hornblende, also des Glaukophans, nebst Muscovit, Granat, Epidot und Kulit (Insel Syra, Groix, Alpen).

11. Augitschiefer.

Der Augitschiefer besitzt eine kleinkörnige, schieferig plattige Struktur, hell- oder dunkelgrüne Farbe und besteht fast ausschließlich aus Augit, welchem bald etwas Quarz und Plagioklas, bald Magneteisen und Chlorit beigemengt ist. Er ist bei weitem seltener als der Hornblendeschiefer Bretagne und Erzgebirge.

12. Chloritschiefer.

Der Choritschiefer ist ein schuppig-schieferiges, lauchgrünes, weiches, mildes Aggregat von Chloritschuppen, welchen gewöhnlich etwas Quarz, häufig auch etwas Feldspat beigemengt ist. Er ist reich an zufälligen Gemengteilen; von diesen sind anzuführen: Magneteisen in ausgezeichneten Oktaëdern (Zillerthal, Eisenregion am Lake Superior), Magnesit in scharfen Rhomboëdern (St. Gotthard, Zillerthal), Granat in Rhombendodekaëdern (Greiner), Turmalin (Habacher Alp, Ural), Gold (südl. atlant. Staaten von Nordamerika).

Der Chloritschiefer ist in den meisten Fällen seines Vorkommens ausgezeichnet ebenflächig geschichtet und tritt in Gesellschaft und in Wechsellagerung mit Gneiß, Glimmerschiefer, Talk- und Thonschiefer auf. So am Mt. Rosa, Großglockner, im schlesischen und mährischen Gebirge, bei Katharinenburg (Ural), im Alleghany-Systeme.

13. **Talkschiefer.**

Der Talkschiefer ist ein schieferartiges Aggregat von Talkschuppen, welche ein sehr weiches, fettig anzufühlendes Gestein von weißer bis grünlich weißer Färbung bilden. Als untergeordnete, oft ganz fehlende Gemengteile dieser Talkmasse treten Körnchen von Quarz, selten von Feldspat, als zufällige Gemengteile vorzugsweise Magneteisen, Schwefelkies, Granat, Magnesit, Staurolith, sämtlich z. B. im Val Canaria und Zillerthale, ferner Gold (in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika) auf.

Der Talkschiefer ist deutlich geschichtet und namentlich mit Chlorit- und Glimmerschiefer vergesellschaftet, so bei Hof im Fichtelgebirge, im Altvater in Schlesien, in den Kärnthner Alpen, am Mt. Blanc, am Mt. Rosa, im Ural u. s. w.

Als eine zwischen Chlorit- und Talkschiefer stehende Varietät ist zu erwähnen

der Topfstein; es ist dies ein verworren filzig-schuppiges Gewebe von Chlorit- und Talkschuppen, von denen bald die einen, bald die anderen vorwalten können. Diese grünlichgraue Gesteinsmasse ist sehr mild, lässt sich bei großer Zähigkeit mit dem Messer scheiden und widersteht dem heftigsten Feuer. Der Topfstein findet sich mit Chlorit- und Talkschiefer vergesellschaftet, z. B. bei Chiavenna in den Alpen, bei Trondhjem in Norwegen, bei Boston in Massachusetts.

14. **Serpentin.**

Der Serpentin ist ein dichtes oder feinkörniges, mildes, im Bruche mattschimmerndes, durch Umbildung entstandenes, also sekundäres Gestein von düster grünen, seltener braunen Farben, häufig mit dunkelen, flammigen oder geaderten Zeichnungen. Er besteht in reinstem Zustande lediglich aus dem Minerale Serpentin, umschließt jedoch meist noch Reste seines Urgesteines, so namentlich Olivin, Bronzit, Augit, Hornblende oder Pyrop (im sächsischen Granulitgebirge und Zöblitz), ferner als Produkte der Gesteinsumwandlung Magneteisen (Zillerthal), Chromeisen (Steiermark, Maryland), Arsenikalkies (Reichenstein in Schlesien), Chrysotil in querfaserigen, seidenglänzenden Schnüren den Serpentin durchschwärmend (Reichenstein, Waldheim).

Als ein Umbildungsprodukt der Mineralgemenge Olivin, Pyroxen, Amphibol, welche sowohl unter den Eruptiv- wie Schichtgesteinen vertreten sind, weist der Serpentin beiderlei Lagerungsformen auf. So kennt man einerseits Serpentinlager zwischen Talk-, Chlorit- und Glimmer-

schiefer oder Gneißen und Granuliten (im Ural, in den Alleghanies, am Greiner in Tirol, in Skandinavien, auf Elba und Corsica, im Erzgebirge, im sächsischen Granulitgebirge), andererseits Serpentingänge und -Stöcke, welche das benachbarte Gestein durchsetzen (bei Predazzo in Tirol, bei Balloch in Schottland.

15. **Spateisenstein.**

Der Spateisenstein ist ein gelblichgraues bis gelblichbraunes, grob- bis feinkörniges Aggregat von rhomboëdrischen Individuen des Minerales Eisenspat, und besteht somit hauptsächlich aus Eisenkarbonat mit größerer oder geringerer Beimischung von Mangan-, Magnesia- und Kalkkarbonaten. In frischem Zustande besitzen die Spaltungsflächen der Mineralindividuen irisierenden oder perlmutterartigen Glasglanz, welcher jedoch unter dem Einflusse der Atmosphärilien verschwindet. Das Gestein wird anfänglich an der Oberfläche, nach und nach bis zu großer Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt. Als zufällige Gemengteile treten zahlreiche Einsprenglinge von Schwefelkies, Kupferkies und Eisenglanz auf.

Der Spateisenstein bildet massige Einlagerungen und Stöcke von oft sehr ansehnlicher Ausdehnung zwischen geschichteten Gesteinen, tritt aber auch in Form von Gängen auf. Als die bedeutendsten Spateisensteinvorkommen sind zu erwähnen: der 850 m über die Thalsohle aufragende Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, der Stahlberg bei Müsen in Westfalen, der Stahlberg bei Schmalkalden in Thüringen.

16. **Sphärosiderit** oder **Thoneisenstein.**

Der Sphärosiderit ist eine feinkörnige bis dichte Spateisensteinmasse, welche innig mit mehr oder weniger Thon gemengt ist. Seine Farbe ist grau, gelblich oder bräunlich.

Dieses Eisenerz tritt entweder in zusammenhängenden Lagern (Flötzen) oder in isolierten linsenförmigen Nieren und Knollen zwischen den Schieferthonen des Steinkohlengebirges und der Braunkohlenformation auf und liefert ein sehr geschätztes Material zur Gewinnung des Eisens; so in den Steinkohlengebieten von Saarbrücken, Zwickau, Süd-Wales und Pennsylvania, ferner in der Braunkohlenformation am Nordabfalle des Siebengebirges u. s. w.

Kohleneisenstein oder Blackband ist ein inniges Gemenge von Sphärosiderit mit 12 bis 35 Prozent Kohle, welches dickschieferige Struktur und schwarze Farbe besitzt, namentlich in den schottischen und westfälischen (Bochumer) Steinkohlengebieten flötzartig auftritt und dort als ein ausgezeichnetes Eisenerz abgebaut wird.

17. **Brauneisenstein.**

Der Brauneisenstein ist ein faseriges, feinkörniges, erdiges oder dichtes Eisenerz von ockergelber bis schwärzlichbrauner Farbe mit gelblichbraunem

Striche. Es ist wesentlich Eisenoxydhydrat, enthält aber gewöhnlich etwas Manganoxyd und Kieselsäure und ist häufig durch Thon verunreinigt.

Der Brauneisenstein tritt in den meisten Fällen vergesellschaftet mit oder in gleicher Weise wie Spateisenstein, Sphärosiderit und Schwefelkies auf, als deren Umwandlungsprodukt er zu betrachten ist. (Iberg, Elbingerode und Rübeland im Harz, Siegen im Rheinland u. s. w.)

Raseneisenstein (Sumpferz, Ortstein) ist eine durch Quarzsand, Thon, quellsalzsaures, kieselsaures und besonders phosphorsaures Eisenoxyd verunreinigte derbe oder schwammige Varietät des Brauneisenerzes. Dieselbe findet sich in Niederungen (z. B. der norddeutschen) unterhalb des Moor-, Sumpf- und Wiesenbodens in ausgedehnten, aber wenig mächtigen Ablagerungen.

Bohnerz ist eine groboolithische Abart des Brauneisensteines und besteht aus erbsen- bis nussgroßen, ausgezeichnet konzentrisch-schaligen Kugeln von thon- und kieselhaltigem Brauneisenstein, welche meist durch eisenschüssigen Thon oder Quarzsand verbunden sind. Sie bilden Mulden- und Kluftausfüllungen sehr jungen (tertiären) Alters innerhalb älterer (jurassischer) Gesteinsgebiete, so bei Kandern im Breisgau, bei Frohnstetten in Württemberg, bei Egerkinden in Solothurn.

18. **Roteisenstein.**

Der Roteisenstein ist ein faseriges, derbes oder erdiges (ockeriges) Eisenerz von blutroter bis braunroter oder stahlgrauer Farbe mit kirschrotem Striche. Er besteht im reinsten Zustande aus Eisenoxyd, ist aber, abgesehen von Spuren von Manganoxyd, häufig stark durch Thon und Kieselsäure, und zwar in so schwankenden Verhältnissen verunreinigt, dass vom Roteisenstein mit Spuren von Kieselsäure bis hinab zum eisenschüssigen Quarzit und Jaspis eine ununterbrochene Übergangsreihe existiert.

Der Roteisenstein besitzt zum Teil ausgezeichnet scharfe Schichtung. Seine größeren Vorkommen bilden gleichförmige Einlagerungen zwischen Talk- und Chloritschiefern, Quarziten und Jaspis der archäischen Formationen. Als solche sind hervorzuheben die vom Pilot Knob in Missouri, namentlich aber diejenigen südlich vom Lake Superior in Nordamerika, welche über hundert Meter Mächtigkeit und deren Ausgehendes eine Gesamtlänge von mehr als 10 deutschen Meilen besitzt.

Eine eigentümliche Varietät des Roteisensteines ist der Eisenoolith. Derselbe besteht aus hirsekorngroßen, dunkelroten oder braunen Körnern von Roteisenstein, zum Teil auch gemengt mit solchen von Thoneisenstein, welche von einem thonigen, kalkigen oder sandigen, oft fast verschwindenden Cemente zusammengehalten werden. Der Eisenoolith kommt in mehr oder weniger mächtigen Schichten innerhalb mesozoischer Schichtenreihen vor, so bei Aalen in Württemberg, bei Helmstädt in Braunschweig, bei Harzburg.

19. **Magneteisenstein.**

Der Magneteisenstein ist ein körniges Aggregat von Magneteisen, welches schwarze Farbe und schwarzen Strich hat, stark magnetisch ist und seiner chemischen Zusammensetzung nach aus Eisenoxyduloxyd besteht. Selten rein tritt der Magneteisenstein gewöhnlich mit Granat, Chlorit, Quarz, Epidot, Schwefelkies und Kupferkies gemengt auf und zwar bildet er Lager, Flötze und Stöcke zwischen den Gesteinen der archäischen Gneiß- und Glimmerschieferreihe. Die Gebiete dieser Formationen sind demnach auch die Heimat der großartigsten Magneteisensteinlagerstätten, von welchen namentlich die von Arendal, Dannemora und der Lappmark (hier der Gellivara 5300 m lang, 2600 m breit und über 160 m hoch), in Skandinavien, die Eisenberge des Ural, die mächtigen und zahlreichen Magneteisensteinflötze im Alleghany-Gebirge und in Canada zu erwähnen sind.

20. **Torf.**

Der Torf ist ein bald lockeres, bald mehr zusammengepresstes, kompaktes, filziges Gewebe von in Zersetzung begriffenen Pflanzenteilen, deren Form um so deutlicher erhalten ist, je weniger stark sie durch Zusammenpressung und Zersetzung gelitten haben. Mit beiden steht auch die Farbe des Torfes im Zusammenhang, welche zwischen lichtbraun und pechschwarz schwankt. Je nach den Pflanzenarten, aus denen der Torf vorzugsweise besteht, pflegt man Moostorf, Wiesentorf, Haidetorf u. s. w., je nach der Beschaffenheit der Masse Pechtorf, Papiertorf, Torferde u. s. w. zu unterscheiden.

Der Torf bildet Lager von wechselnder, oft beträchtlicher Mächtigkeit und entsteht überall da, wo sich am Boden stagnierender Gewässer der Niederungen und Hochplateaus Sumpf- und Wasserpflanzen ansammeln, so in Mecklenburg, Ostfriesland, auf dem Brocken, dem Bruchberge im Harze, bei Dürheim im Schwarzwalde u. v. a. O.

21. **Braunkohle** (Lignit).

Die Braunkohle ist eine dichte, erdige, holzige oder faserige Kohlenmasse mit braunem Striche, mit 55 bis 75 Prozent Kohlenstoff und bedeutendem Bitumengehalte. Sie zeigt häufig die wohlerhaltene vegetabilische Struktur, besitzt muscheligen, erdigen oder holzartigen Bruch und braune bis pechschwarze Farbe, verbrennt leicht mit rußender Flamme und unter Entwickelung eines unangenehmen, eigentümlich brenzlichen Geruches und giebt mit Kalilauge eine dunkelbraune Flüssigkeit. Nach ihren verschiedenen Strukturverhältnissen hat man einzelne Abarten der Braunkohle als Pechkohle, holzige Braunkohle, Papierkohle, Moorkohle, Nadelkohle, Erdkohle (Umbra) u. s. w. bezeichnet.

Als accessorischer Gemengteil mancher Braunkohlen, so derer von Artern, kommt Honigstein und Retinit vor.

Die Braunkohle bildet Flötze, d. h. zusammenhängende ausgedehnte

Lager innerhalb der nach ihrem Vorkommen benannten tertiären Braunkohlenformation. Manche dieser Flötze erreichen über 30 m Mächtigkeit.

22. **Steinkohle** (Schwarzkohle).

Die Steinkohle ist eine dichte, im Bruche meist muschelige, fettglänzende, sammet- bis pechschwarze Kohlenmasse mit 75 bis 90 Prozent Kohlenstoff und geringerem Bitumengehalte als Braunkohle. Sie giebt einen braun- oder grauschwarzen Strich, verbrennt mit heller Flamme unter Entwickelung von starkem Rauche und aromatisch-bituminösem Geruche. Einige Varietäten weichen in der Hitze auf und schmelzen (Backkohle), andere sintern nur zusammen (Sinterkohle), noch andere zerbröckeln in der Hitze und hinterlassen zum Teil einen erdigen, lockeren Rückstand (Sandkohle). Kalilauge wird von Steinkohle nur wenig oder gar nicht braun gefärbt.

In der Steinkohle ist die organische Struktur der Pflanzen, aus welchen sie entstanden ist, durch und durch in erkennbaren Formen erhalten, so die holzigen Gefäßbündel von Coniferenstämmen, Farnstrünken, Sigillarien, Calamiten und Lepidodendren, wodurch ihre Abstammung über alle Zweifel erhaben ist. Die in kohlige Substanz verwandelten Pflanzenteile sind imprägniert von einer ulmin- oder huminartigen Masse, wodurch das Ganze amorph und scheinbar strukturlos erscheint (Gümbel).

In petrographischer Hinsicht sind folgende Varietäten zu unterscheiden: Pech- oder Glanzkohle mit muscheligem, starkglänzendem Bruche, Grobkohle mit unebenem, grobkörnigem Bruche, Schieferkohle mit Schieferstruktur, Kännelkohle mit flachmuscheligem, wachsglänzendem Bruche, Rußkohle, lockere Masse mit erdigem Bruche, Faserkohle mit Faserstruktur.

In technischer Hinsicht pflegt man fette, kohlenstoffärmere, an Bitumen reiche, und magere, kohlenstoffreichere und bitumenarme Kohlen zu unterscheiden.

Als häufigere zufällige Gemengteile der Steinkohle sind Schwefelkies, Bleiglanz und Kalkspat anzuführen. Wie die Braunkohlen treten auch die Steinkohlen in Flötzen auf, die sich über Hunderte von Quadratmeilen ausdehnen (in Nordamerika) und 15, 20 und mehr Meter Mächtigkeit erreichen können. So ist das tiefe Planitzer Flötz im Zwickauer Bassin 7 bis 15, das Rußkohlenflötz ebendort 10, das Xaveriflötz in Oberschlesien 13 m mächtig. Die Steinkohlen wechsellagern mit Schieferthonen und Sandsteinen und bilden im Vereine mit diesen die produktive Steinkohlenformation. Jedoch ist das Vorkommen der Steinkohle nicht auf diesen Schichtenkomplex beschränkt, vielmehr sind sowohl in älteren, wie in jüngeren Formationen (Devon, Wealden) Steinkohlenflötze bekannt.

23. **Anthracit.**

Der Anthracit ist eine eisen- bis sammetschwarze, stark glas- bis halb-

metallisch glänzende, spröde Kohlenmasse mit über 90 Prozent Kohlenstoff, in welcher sich ebenfalls Pflanzengewebe nachweisen lässt. Im Feuer verbrennt er bei starkem Luftzuge, teils mit schwacher, teils ohne Flamme, ohne Geruch und ohne Rauch und ohne zu schmelzen. Er giebt einen schwarzen Strich und ist das härteste der Kohlengesteine, geht jedoch häufig durch Abnahme seines Gehaltes an Kohlenstoff und Aufnahme von Bitumen in Steinkohle über.

Der Anthracit tritt zum Teil in selbständigen ausgedehnten Flötzen auf (z. B. im östlichen Pennsylvania), oder er bildet gemeinsam mit Steinkohle und Braunkohle Flötze, aus denen er lokal durch Umwandlung hervorgegangen ist (z. B. in Süd-Wales, am Meißner), endlich kommt er in Nestern von beschränkteren Dimensionen vor (z. B. in den Graptolithenschiefern der Grafschaft Cork in Südschottland und bei Lischwitz unweit Gera im Vogtlande).

In folgender Tabelle sind die hauptsächlichsten Unterscheidungsmerkmale der beschriebenen Kohlengesteine übersichtlich zusammengestellt.

Kohlengestein	Kohlenstoff-Gehalt	Härte	Spez. Gewicht	Strich	Erwärmte Kalilauge wird	Brennbar	Erscheinungen beim Verbrennen			
Braunkohle	55—75		0,5—1,5	braun	tiefbraun	leicht	nicht schmelzend	rußende Flamme	stark rauchend	brenzlich stinkend
Steinkohle .	75—90	2	1,2—1,5	braunschwarz	nicht oder hellgelblich braun	z. Teil leicht	z. Teil schmelzend, z. Teil sinternd	helle Flamme	stark rauchend	aromatisch bituminös riechend
Anthracit ..	über 90	2—2,5	1,4—1,7	grauschwarz	gar nicht gefärbt	nur bei starkem Luftzuge	nicht schmelzend	teils schwache, teils gar keine Flamme	gar nicht rauchend	ohne Geruch

24. Graphit.

Das Graphitgestein ist ein grobschuppiges bis feinschuppiges oder fast dichtes, zum Teil erdiges, eisenschwarzes, metallglänzendes Aggregat von Graphit. Es ist fettig anzufühlen, weich und abfärbend. Der Normalbestand des Graphitgesteines sollte reiner Kohlenstoff sein, es kommt jedoch in der Natur nur verunreinigt und zwar mit Beimengungen von Kieselsäure, Kalkerde, Thonerde und Eisenoxyd vor. Gewöhnlich tritt dieses Gestein als Graphitschiefer auf, welcher zum Teil außerordentlich regelmäßige, flötzartige, zum Teil sehr mächtige, aber auch kleinere nesterförmige Einlagerungen zwischen Gneiß und Glimmerschiefer bildet. So zwischen Gneiß und krystallinischem Kalksteine bei Krumau in Böhmen, bei Wunsiedel im

Fichtelgebirge, zwischen Gneiß in der Umgegend von Passau und an anderen zahlreichen Lokalitäten der Gneiß- und Glimmerschiefergebiete von Skandinavien, Schottland, den atlantischen Staaten von Nordamerika und Canada. Neben dem krystallinischen Graphit besitzt der Graphitoid (Sauer), ein fast reiner amorpher Kohlenstoff, eine große Verbreitung in der Urschieferformation des Erzgebirges, Fichtelgebirges, Gouv. Olonez (Russland).

25. **Petroleum** (Erdöl).

Das Petroleum ist eine dünn- oder dickflüssige, farblose, gelbliche oder bräunliche Kohlenwasserstoffverbindung von stark aromatisch-bituminösem Geruche, welche aus der Zersetzung von organischen Substanzen hervorgegangen ist. Nach ihrer Farbe und dem verschiedenen Grade ihrer Flüssigkeit unterscheidet man: Naphtha, wasserhell und sehr flüssig, Steinöl, gelb, opalisierend und noch vollkommen flüssig, Bergteer, bräunlich und zähflüssig.

Das Petroleum findet sich gewöhnlich als Imprägnation poröser, zelliger oder erdiger Gesteine (Brandschiefer, Ölschiefer, bitumenreicher Kalksteine oder Sandsteine), seltener in größeren Ansammlungen innerhalb unterirdischer Hohlräume und Gesteinsklüfte. Letzteres ist im großartigsten Maßstabe in den sogenannten Ölregionen Nordamerikas im Bezirke Enniskillen in Canada-West, am Oil Creek im nördlichen Pennsylvania nahe der Grenze von Nord-New-York, am Kanawha in Ohio, am Boyd in Kentucky der Fall, wo das Petroleum zum Teil in künstlichen Brunnen zu Tage sprudelt, zum Teil in die Höhe gepumpt wird. Die zahlreichsten Fundorte von Petroleum in Europa gehören einer Zone an, welche sich dem Karpathen-Abhang entlang durch Galizien, die Bukowina bis in die Moldau hineinzieht. Die Hauptvorkommnisse der Naphtha gehören der Gegend des kaspischen Meeres an (Baku, Abscheron).

26. **Asphalt** (Erdpech).

Der Asphalt ist eine dunkelbraune bis schwarze, fettartig glänzende Masse von pechähnlichem Aussehen, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff in nicht ganz konstanten Verhältnissen besteht. Der Asphalt besitzt einen stark muscheligen Bruch, brennt leicht mit lebhafter Flamme unter Entwickelung eines dicken Rauches und bituminösen Geruches. Der Asphalt ist ein Oxydationsprodukt des Petroleums, welches in der Berührung mit der atmosphärischen Luft zuerst zähflüssig und dann fest wird. Er findet sich demgemäß gewöhnlich als Imprägnation von porösen oder zelligen Gesteinen (Limmer bei Hannover, Lobsam im Elsass) und nur selten in Form selbständiger Lagerstätten, und dann entweder als oberflächliche Anhäufung (namentlich auf der Insel Trinidad, wo ein stundenweit ausgedehntes Asphaltgebiet bekannt ist; am Toten Meere), oder als Ausfüllung von Klüften (Bentheim in Hannover, Albertgrube in Neu-Braunschweig).

2. Klasse. **Gemengte Gesteine.**

a) massige (Typus Granit), b) geschichtete (Typus Gneiß).

1. Abteilung. **Massige Gesteine.**

Die massigen krystallinischen Gesteine sind zum großen Teile eruptiven Ursprungs, d. h. in gutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern emporgedrungen. Die wichtigsten Bestandteile der bei weitem vorwaltenden Mehrzahl derselben gehören der Familie der Feldspate an. Am natürlichsten scheint es deshalb, Klassifikation und Gruppierung der hierher zu rechnenden Gesteine auf die Natur der in ihnen vorkommenden Feldspate zu begründen. Letztere sind entweder monoklinisch (Orthoklase), oder triklinisch (Plagioklase); diesen gehören Mikroklin, Albit, Oligoklas, Labrador und Anorthit, jenen Orthoklas und Sanidin an. Erstere unterscheiden sich von den Orthoklasen meist durch ihre Zwillingsstreifung, die sich unter dem Mikroskope in gewöhnlichem Lichte als parallele Längslinien, in polarisiertem Lichte durch verschiedenfarbige lamellare Streifung zu erkennen giebt. Die Feldspatgesteine zerfallen demnach in 1) Orthoklas-Gesteine und 2) Plagioklas-Gesteine, letztere mit Albit, Oligoklas, Labrador oder Anorthit als Feldspat-Gemengteil. Ist eine sichere Unterscheidung der letzteren möglich, so wird man von einem Oligoklas-, Labrador- und Anorthit-Gestein sprechen können, in vielen Fällen jedoch und besonders bei gewissen feinkörnigen oder aphanitischen Gesteinen (Melaphyr, Basalt u. a.) ist dies unthunlich, so dass die Feststellung der plagioklastischen Natur des Feldspates genügen muss. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass in manchen Gesteinsarten neben Orthoklas auch ein Plagioklas auftritt. Eine 3) Abteilung der massigen gemengten Gesteine wird von solchen gebildet, bei denen der Orthoklas mit Nephelin oder Leucit aggregiert ist. Die Gesteine der 4) Abteilung bestehen aus Plagioklas nebst den beiden eben genannten Mineralien. An sie reihen sich als fernere Abteilungen die der Nephelin-, der Leucit- und Melilithgesteine.

Weitere Anhaltspunkte für eine Gruppierung der gemengten massigen Gesteine sind: a) die Anwesenheit oder das Fehlen des Quarzes in ihrer Gesteinsmasse, so dass man sie in quarzhaltige und quarzfreie sondern kann; b) das Auftreten dritter Gesteinselemente (wie Hornblende, Augit, Olivin, Glimmer); c) Verschiedenheiten in der Struktur, denen zufolge sich innerhalb der Gesteinsgruppen eine Gliederung in körnige, porphyrische oder glasige Gesteinsreihen bemerkbar macht.

Auf die angedeuteten Gesteinscharaktere sind die beiden folgenden tabellarischen Übersichten und Gruppierungen der massigen gemengten Gesteine von F. Zirkel und H. Rosenbusch gegründet (S. 58 bis 61).

1) Quarzhaltige Orthoklasgesteine,
wesentlich Gemenge von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Glimmer.

27. Granit.

Der Granit ist ein grob- bis feinkörniges Aggregat von Orthoklas, Plagioklas und Quarz, in welchem Glimmerblättchen eingestreut liegen. Der feldspätige Gemengteil waltet in der Regel vor den übrigen vor und ist hauptsächlich Orthoklas, bald in einfachen, bald in Zwillingskrystallkörnern, welche auf den frischen Spaltungsflächen einen starken Perlmutterglanz besitzen und meist rötlich weiß, fleisch- oder ziegelrot, seltener grünlich oder grau gefärbt sind. Neben dem Orthoklas tritt sehr gewöhnlich ein grün- oder graulich gefärbter trikliner Plagioklas (meist Oligoklas, zuweilen Albit) auf und macht sich durch die Zwillingsstreifung auf seinen Spaltungsflächen und durch seinen fettartigen Glanz kenntlich. Häufig ist die perthitartige Verwachsung von Orthoklas und Albit. Viele Granite enthalten außerdem Mikroklin (triklinen Kalifeldspat). An mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüssen ist der Feldspat des Granites arm. Der Quarz erscheint in den meisten Fällen in unregelmäßigen, stark fett- oder glasglänzenden Körnern von lichtgrauer Farbe. Sein muscheliger Bruch und seine Härte unterscheiden ihn leicht vom Feldspate. Nach Art und Weise seiner Einfügung in die übrigen Bestandteile des Granites giebt er sich meist als das am spätesten von allen granitischen Gesteinselementen festgewordene zu erkennen. Nur zuweilen tritt er in Form von Dihexaëdern auf. Er ist sehr reich an Flüssigkeitseinschlüssen, welche sich teils als reines Wasser, teils als Salzlösung, teils als liquide Kohlensäure erweisen, sowie bisweilen an mikroskopischen Apatitnadeln und Zirkonen. Der Glimmer, sowohl Magnesia- wie Kaliglimmer (Biotit und Muscovit), bildet dünne Lamellen oder sechsseitige Tafeln von weißer, brauner oder schwarzer Färbung, welche bei verwitternden Graniten in eine messinggelbe übergeht. Der schwarze Glimmer mancher, z. B. erzgebirgischer Granite, ist Eisen-Lithionglimmer. Die Glimmer können durch Talk- oder Chloritschuppen vertreten werden, wodurch nach diesen Mineralspezies benannte Granitabarten entstehen.

Nicht nur die makroskopische, auch die mikroskopische Struktur der Granite ist eine rein körnige, indem sich auch in Dünnschliffen bei stärkster Vergrößerung keine glasige oder mikrofelsitische Basis nachweisen lässt.

Aus zahlreichen Bauschanalysen ergiebt sich als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Granite: Kieselsäure 72, Thonerde 16, Eisenoxydul und -oxyd 1,5, Kalkerde 1,5, Magnesia 0,5, Kali 6,5, Natron 2,5.

Sehr groß ist die Zahl der als zufällige Gemengteile des Granites auftretenden Mineralien, unter welchen hervorzuheben sind: Granat, Cordierit, Pinit, Turmalin, Beryll, Topas, Flussspat, Magneteisenerz, Zinnerz, Schwefelkies.

F. Zirkel, tabellarische Übersicht

Alter	Struktur	Orthoklasgesteine			Plagioklas-			
		mit Quarz	ohne Quarz		ohne			
			ohne Nephelin	mit Nephelin od. Leucit	mit Hornblende		mit Magnesiaglimmer	
					ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	mit Quarz
Ältere vortertiäre Gesteine	gleichmäßigkörnig	Granit	Syenit (Hornbl.-Syenit Glimmersyenit Augitsyenit	Nephelinsyenit (Foyaït) Miascit Ditroit)	Diorit	Quarzdiorit	Glimmerdiorit	Quarzglimmerdiorit
	porphyrisch	Quarzporphyr oder Felsitporphyr	Quarzfreier Porphyr Syenitporphyr Glimmersyenitporphyr = Minette Augitsyenitporphyr)	Liebeneritporphyr	Hornblendeporphyrit Dioritporphyrit	Quarz-Hornblendeporphyrit	Glimmerporphyrit	Quarzglimmerporphyrit (Kersantit)
	glasig	Felsitpechstein			glasige Ausbildung derselben			
Jüngere, tertiäre und nachtertiäre Gesteine	gleichmäßigkörnig und porphyrisch	Nevadit Rhyolith oder Liparit	Trachyt Hornbl.- Biotit- Augit- } Tr.	Phonolith Leucitphonolith Leucittrachyt	Propylit Hornblendeandesit	Quarzpropylit Dacit	Glimmer-Andesit	
	glasig	Obsidian, Bimsstein, Perlit, Trachytpechstein			Obsidian, Bimsstein			

er Massengesteine.

steine						Nephelin-gesteine	Melilith-gesteine	Leucit-gesteine
phelin oder Leucit					mit Nephelin od. Leucit			
mit Augit		mit Diallag	mit Enstatit od. Hypersthen	mit Olivin				
ohne livin	mit Olivin							
iabas igentl. iabas Quarz-iabas)	Olivin-diabas	Gabbro zum Teil	Norit (Hypersthenit Enstatitfels)	Forellenstein				
ugit-rphyrit iabas-rphyrit ralit-rphyrit	Melaphyr							
ugit-ndesit	Dolerit Anamesit Plagioklasbasalt	Gabbro zum Teil	Enstatitandesit Hypersthenandesit		Tephrit Nephelintephrit Leucittephrit)	Nephelindolerit Nephelinbasalt	Melilithbasalt	Sanidin-Leucitgestein Leucitbasalt
Hyalomelan chylyt, Bimsstein						Tachylyt		Bimsstein

Als Manuskript gedruckt 1881. Von F. Zirkel revidiert 1886.

H. Rosenbusch, tabellarische Übersicht

		A) Orthoklas- (Sanidin-) Gesteine		B) Orthoklas- (Sanidin)- Nephelin- resp. Leucit- gesteine	C) Plagioklas-			
		mit Muscovit, Biotit, Amphibol, Augit		mit Augit, Amphibol, Biotit	1) und 2) mit Biotit und Amphibol		3) mit Augit	
		quarzhaltig	quarzfrei		quarzhaltig	quarzfrei	olivinfrei	olivinhaltig
Ältere (vortertiäre) Gesteine	körnig	**Granitische Gesteine.** Muscovit- granit. Turmalin- granit. Granit. Granitit. (Amphibol- granitit). (Augit- granitit) Amphibol- Granit.	**Syenitische Gesteine.** Syenit (dichter Syenit). Glimmer- syenit (Minette). Augitsyenit (dichter Augit- syenit).	**Eläolith- syenit.** (Foyait) (Miascit) (Ditroit) (Zirkon- syenit z. T.)	**Quarz- diorite.** Quarzglim- merdiorit. Kersantit. Quarzdiorit (Tonalit) (Banatit). Quarzaugit- diorit. Quarzepi- diorit.	**Dioritische Gesteine.** Glimmer- diorit. Kersantit. Diorit. Augitdiorit. Epidiorit.	**Diabas- gesteine.** Diabas Quarzdiabas. Proterobas. Leukophyr. Salitdiabas. Enstatit- diabas.	**Olivin- diabas.**
	porphy- risch	**Quarz- porphyre.** Granitpor- phyr. Mikrogranit Granophyr. Felsophyr. Vitrophyr.	**Quarzfreie Porphyre.** {Syenitpor- phyr Glimmer- syenit- porphyr. Augit- syenit- porphyr. Quarzfreier Porphyr (Glimmer- pikro- phyr).	**Eläolith- porphyr** (Liebenerit- porphyr) (Gieseckit- porphyr ?).	**Quarz- porphyrite.** Quarzdiorit- porphyrit. Quarzpor- phyrit. Quarzfel- sophyrit. Quarzvitro- phyrit.	**Porphyrite.** Dioritpor- phyrit (Suldenit. Ortlerit) Felsophyrit. Vitrophyrit.	**Augit- porphyrite.** Diabaspor- phyrit (Labrador- porphyr z. T.) (Augitpor- phyr z. T.) (Uralitpor- phyr z. T.) Augitfelso- phyrit. Augitvitro- phyrit.	**Melaphyr.**
	glasig	**Felsit- pechstein**			**Dioritpechstein.**		Glasiger Diabas (Sordawa- lit, Wich- tisit)	
Jüngere Gesteine (tertiär und rezent)	körnig oder porphy- risch	**Liparite.** Nevadit. Liparit. (Lithoidit) (Sphäro- lithfels).	**Trachyt** (Domit). (Sodalit-, Hauyn- Trachyt).	**Phonolithe.** Nephelin- phonolith. Leucit- phonolith. Leucitophyr	**Dacite.** Quarzpro- pylit (?) Quarzglim- merande- sit. Quarzamphi- bolandesit (Timazit).	**Andesite.** Propylit (?) Glimmer- andesit. (Timazit) (Isenit) Hauyn- führender Amphibol- andesit.	**Augit- Andesite.** Ophit (?) Augitpropy- lit (?) Quarzaugit- propylit. Quarzaugit- andesit. Augit- andesit.	**Basalt** (Dolerit) (Anamesit).
	glasig	**Saure Gläser** (Trachytpechstein, Perlit, Obsidian, Bimsstein).						**Basaltgläser** (Hyalome- lan) (Tachylyt)

der massigen (Eruptiv-) Gesteine.

gesteine				D) Plagioklas, Nephelin resp. Leucitgesteine		E) Nephelingesteine		F) Leucitgesteine		G) Melilithgesteine	H) Olivingesteine
4) mit Diallag		5) mit Enstatit		mit Augit, Hornblende, Biotit		mit Augit		mit Augit		mit Augit	mit Augit, Diallag und Enstatit
olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinhaltig	
Gabbro (Saussuritgabbro).	**Olivingabbro** (Forellenstein).	**Norit.**	**Olivinnorit.**	**Teschenit.**							**Peridodite** Pikrit (Paläopikrit). Wehrlit (Eulysit. Olivin-Enstatit-Gestein. Lherzolith. Olivinfels. Dunit. Serpentin.
											– **Pikritporphyrit.**
Diallagandesit.	**Diallagbasalt.**	**Enstatitandesit.**		**Tephrite.** Nephelintephrit (Buchonit) Leucittephrit.	**Basanite.** Nephelinbasanit Leucitbasanit.	**Nephelinit.**	**Nephelinbasalt.**	**Leucitit.**	**Leucitbasalt.**	**Melilithbasalt.**	**Limburgit** (Magmabasalt).
							(Hydrotachylyt).				

Die Korngröße des Granites schwankt außerordentlich und sinkt von Faust-, ja Kopfgröße bis zu Hirsekorngröße herab. Die mittelkörnigen Varietäten sind die gewöhnlichsten. In ihrer gleichmäßig-körnigen Masse treten häufig einzelne größere Feldspatkrystalle und zwar in der Regel nach dem Karlsbader Gesetze verwachsene Zwillinge hervor, wodurch der Granit einen porphyrartigen Habitus erhält, so bei Karlsbad, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, im Thüringer Wald, in den Pyrenäen.

Manche Granitstöcke (Ramberg, Brocken, Geyer, Buchholz bei Annaberg) senden Apophysen in das Nebengestein aus, in welchen das granitische Material vollkommen porphyrisch erstarrte. (Porphyrfazies des Granites; porphyrischer Mikrogranit.)

Der Granit ist ein massiges Gestein, welches nicht selten in plattenförmige Bänke abgesondert erscheint (so in der Lausitz, bei Strehlen in Schlesien, bei Zehren in Sachsen, am Schneeberg und Rudolfstein im Fichtelgebirge).

Der Granit tritt unter doppelten, durchaus verschiedenen, aber bisher nicht immer getrennt gehaltenen Lagerungsformen auf. Einerseits bildet er ein Glied in der Schichtengruppe der Ur-Gneißformation, wo er durch allmähliche Entwickelung deutlicher Parallelstruktur in Gneiße übergeht und mit Kalksteinen, Quarziten und anderen geschichteten Gesteinen wechsellagert (Bayerisches Waldgebirge, Granulitgebirge, Pyrenäen, Skandinavien, Canada, atlantische Staaten). Ganz anderer Art, als bei diesen Lagergraniten und körnigen Gneißen sind die Lagerungsverhältnisse des Granites, wo er in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern hervorgepresst worden ist, erstarrte und jetzt die anderen Gesteine gang- oder stockartig durchsetzt (Stock- und Ganggranit), kurz alle Erscheinungen eines eruptiven Gesteines zeigt (Rehberger Graben bei Andreasberg, Erzgebirge, Bayerisches Waldgebirge und viele andere Distrikte). Nicht nur die Lagerungsform und die Ursprungsweise, auch das geologische Alter der beiden granitischen Gesteine ist verschieden; während nämlich die Lagergranite der ältesten Gesteinsformation angehören, fällt die Eruption der Stock- und Ganggranite in das silurische, devonische, ja in noch weit jüngere Zeitalter.

Die Form der Granitberge ist in der Regel eine gewölbte, einem Kugelabschnitte gleichende (so die des Brockens). Ihre Oberfläche ist gewöhnlich von kolossalen wollsackähnlichen Granitblöcken besäet (Felsenmeere), deren Entstehung dadurch bedingt ist, dass die Verwitterung des Granites den das Gestein durchsetzenden Klüften nachgeht, die nächstliegenden Partieen in lockeren Grus umwandelt und die zentralen Massen in Form abgerundeter fester Blöcke zurücklässt.

Unter den zahlreichen, durch Modifikation ihrer Zusammensetzung und ihrer Struktur bedingten Granitvarietäten sind neben dem Granit im

engeren Sinne, welcher außer Feldspat und Quarz sowohl Biotit, wie Muscovit führt, folgende hervorzuheben:

a. Granitit, besteht aus vorwaltendem rotem Orthoklas, viel Oligoklas, wenig Quarz und wenig schwärzlichgrünem Biotit (ohne weißen Muscovit); Brocken, Riesengebirge, Brotterode und Ilmenau in Thüringen, Brixen in Tirol, Baveno. Führt zuweilen Augit oder Hornblende, so in den Vogesen.

Der finnländische Rappakiwi ist ein hornblendeführender Granitit mit accessorischem Zirkon, Ilmenit, Magnetit, Apatit.

b. Protogin-Granit (Alpengranit), besteht aus glänzendem Orthoklas, mattem Oligoklas, Quarz, dunkelgrünem Glimmer in sechsseitigen Täfelchen und hellgrünem bis smaragdgrünem Glimmer, welcher oft den Oligoklas imprägniert (westliche Alpen).

c. Muscovitgranit, besteht aus Feldspat, Quarz und Kaliglimmer.

d. Pegmatit, ein sehr großkörniges, nicht selten drusenreiches Aggregat von Orthoklas (in bis fuß-, ja klaftergroßen Partieen), weißem Quarz und großen Tafeln von silberweißem Glimmer, zu denen sich oft säulenförmige Turmaline, zuweilen auch als zufällige Gemengteile Beryll, Topas, Granat, Andalusit, Apatit, Orthit u. a. gesellen (Granulitgebiet in Sachsen, Langenbielau in Schlesien, Zwiesel im Bayerischen Walde, Ruhla in Thüringen).

e. Turmalingranit, ein Granitit mit häufigen, meist strahligen Aggregaten von Turmalin (Eibenstock, Predazzo).

f. Hornblendegranit, ein granitisches Aggregat von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und wenig Glimmer, zu welchen Hornblende tritt (Centralpartieen der Vogesen, Pilsener Kreis in Böhmen, Brixen in Tirol, Reichenstein in Schlesien). Dieses zum Teil porphyrisch ausgebildete Gestein durchsetzt auf der Insel Skye den Lias und hat dessen Kalke in Marmor umgewandelt. Im schwedischen Kirchspiel Järeda mit kugeligen Ausscheidungen; diese zusammengesetzt aus konzentrischen hornblendereichen und -armen Schalen.

Unter dem Namen Schriftgranit versteht man große Feldspat-Individuen, welche von zahlreichen parallel stehenden, stengeligen Quarz-Individuen in der Weise durchwachsen sind, dass die letzteren auf den Spaltungsflächen des Feldspates im Querbruche und zwar in Figuren, ähnlich wie hebräische Schriftzüge erscheinen. In untergeordneten Nestern oder Trümern, meist als Bestandteil der Pegmatite bei Bodenmais in Bayern, Ehrenberg bei Ilmenau, im Riesengebirge, Granulitgebiet.

Der Greisen ist ein körniges Aggregat von vorwaltendem hellgrauem Quarze und weißem, grauem, gelblichem oder grünlichem Glimmer (meist Lithionglimmer), — eine durch Silificierung feldspatfrei gewordene Modifikation des Granites, in welchen er randlich übergeht (z. B. bei

Eibenstock und Geyer im Erzgebirge). Als wichtigstes seiner zufälligen Gemengteile tritt Zinnstein zuweilen fein eingesprengt auf, welcher außerdem den Greisen in Gängen und Schnüren durchsetzt (Zinnwald im Erzgebirge, Schlackenwald in Böhmen, Cornwall, Banka). Der Greisen ist wie der Granit ein massiges Gestein mit unregelmäßig polyëdrischer Zerklüftung.

28. **Granitporphyr.**

Der Granitporphyr besteht aus einer feinkörnigen, aber auch unter dem Mikroskope durchaus körnigen Grundmasse, welche porphyrische Ausscheidungen von Feldspat, Quarz und Glimmer umfasst. Die deutlich körnige Grundmasse des Granitporphyres ist ein Aggregat von Feldspat, Quarz, Biotit und meist noch von Augit oder Hornblende, welche häufig chloritisiert sind und dann der sonst bräunlichen oder graulichen Grundmasse eine grünliche Färbung verleihen. In derselben liegen zahlreiche, meist über zollgroße, fleisch- oder ziegelrote, stark glänzende Orthoklaszwillinge, kleinere und spärlichere, gelbliche oder grünliche, matte Plagioklaskrystalle, zum Teil mit labradorartigem Schiller, erbsengroße, graue Quarzkörner und Schuppen von braunem Glimmer. Tritt neben diesen Gesteinselementen noch schwarze, säulenförmige Hornblende (wie bei Liebenstein in Thüringen) besonders deutlich hervor, so nennt man wohl das Gestein Syenitgranitporphyr. Als zufälliger Gemengteil kommt Zirkon und zuweilen Granat vor (bei Wurzen). Die Quarze einiger Granitporphyre enthalten neben Flüssigeitseinschlüssen auch Glaseinschlüsse, während in der feinkörnigen Grundmasse jede Andeutung glasiger Zwischensubstanz vollkommen fehlt. Die Orthoklase des Granitporphyres sind, wie Dünnschliffe zeigen, im Innern oft noch vollkommen adularähnlich klar und durchsichtig und nur von einer trüben Umwandlungsrinde umgeben; sehr reich sind sie an Glaseinschlüssen von rechteckiger Gestaltung, ebenso kommen mikroskopische Apatite und Zirkone ziemlich häufig in ihnen vor. Der Granitporphyr ist in Deutschland namentlich im Leipziger Kreise bei Brandis, Beucha, Trebsen und Wurzen, ferner bei Altenberg und Graupen im Erzgebirge, bei Liebenstein im Thüringer Walde entwickelt.

29. **Quarzporphyr (Felsitporphyr).**

Der Quarzporphyr besteht aus einer dicht erscheinenden, felsitischen Grundmasse, in welcher Krystalle von Quarz und Orthoklas, daneben auch solche von Plagioklas oder Glimmer porphyrisch ausgeschieden liegen.

Die felsitische Grundmasse ist bald dicht, splitterig, dann sehr hart, bald matt, rauh, locker, selbst erdig, und besitzt am häufigsten eine rötlich braune Farbe, neben welcher grünliche, gelbliche, graue, ja bläuliche Nüancen vorkommen, die oft auffallend rasch miteinander wechseln. Die Grundmasse zeigt, wie die Untersuchung von Dünnschliffen lehrt, eine überaus wechselnde Ausbildung. Bald lässt sich dieselbe noch in ein deutlich krystallines Aggregat der mikroskopisch ausgebildeten Bestandteile, also

hauptsächlich von Feldspat und Quarz zerlegen, bei gekreuzten Nikols heben sich dann die Umrisse der einzelnen Mineralkörner scharf voneinander ab (mikrokrystalline Ausbildung), — bald sinken diese Elemente der Grundmasse zu so winzigen Dimensionen herab, dass nur mit Hilfe stärkerer Vergrößerung ihr krystalliner Aggregatzustand erkannt werden kann (kryptokrystalline Ausbildung), und polarisiertes Licht nur noch schwache Lichtwirkungen hervorruft. Endlich verhält sich die Substanz der Grundmasse vollkommen wie ein isotroper Körper, welcher einerseits als Mikrofelsit noch eine gewisse Struktur zeigt und aus kleinsten Körnchen, zartesten Schüppchen und Fäden zusammengesetzt erscheint oder andererseits vollkommen strukturlos ist und in dieser Form das eigentliche Gesteinsglas darstellt.

Die Verbreitung und Beteiligung dieser Entwickelungsstadien der Substanz der Grundmasse ist nun eine derartige, dass öfters die mikrokrystalline Form allein vertreten ist (z. B. in vielen erzgebirgischen Porphyren, die sich als Apophysen von Granitstöcken erweisen, aber auch in vielen echt permischen, z. B. den Pyroxen-Quarzporphyren Nordsachsens, manchen Schwarzwälder und Vogesenporphyren), oder aber dass sich daneben zugleich Mikrofelsit und Gesteinsglas in mehr oder minder hervorragender Weise beteiligt (Ehrenberg, Drusethal, Inselsberg in Thüringen, Bieber in Hessen, Elfdalener schwedische Porphyre). Tritt das Gesteinsglas sehr in den Vordergrund, so wird ein Übergang zu den Pechsteinporphyren vermittelt (siehe unten).

Was die räumliche Anordnung der Grundmassebestandteile betrifft, so kann diese als richtungslos, fluidal oder sphäroidal bezeichnet werden. Die Fluidalstruktur verkörpert die Bewegungserscheinungen, welche innerhalb des ehedem glutflüssigen Gesteinskörpers vor sich gingen. Sie ist an glas- und mikrofelsitreichen Porphyren gut entwickelt, fehlt aber auch nicht solchen mit vorwiegend mikrokrystalliner Entwickelung der Grundmasse (Pyroxen-Quarzporphyre des Leipziger Kreises).

Die lagenförmige Struktur ist nur eine Modifikation der fluidalen, indem zarteste Schlieren von mikro- bis kryptokrystalliner Ausbildung nahezu parallel zu einander angeordnet sind und die porphyrischen Einsprenglinge flaserig umschließen (Augustusburg in Sachsen, Tabarz in Thüringen, Weinheim im Odenwalde).

Unter den kugeligen Aggregationsformen sind zunächst hervorzuheben die echten Sphärolithe, aus homogener, radialstrahliger Substanz bestehend, zwischen gekreuzten Nikols ein vierarmiges, schwarzes Kreuz liefernd, die Felsosphärite, rundliche, verschwommen körnige oder divergentstrahlige, büschelförmige oder eisblumenartige Ansammlungen von vorwiegend kryptokrystalliner und mikrofelsitischer Grundmasse, die in polarisiertem Lichte kein einheitliches schwarzes Kreuz mehr liefern, und

endlich Granosphärite, kugelige Anhäufungen von rein mikrokrystallinisch ausgebildeter Grundmasse. Die sogenannten Kugelporphyre (Pyromeride; Corsica, Wuenheim i. Oberelsass) enthalten zahlreiche kugelige Gebilde von makroskopischen Dimensionen, welche sich als Komplexe von Sphärolithen, Felsosphäriten und Granosphäriten erweisen. Andere Porphyre führen kugelige Massen von Faust- bis Kopfgröße; diese bestehen aus konzentrischen Schalen von abwechselndem Jaspis und Chalcedon und umschließen einen Hohlraum, der von Kalkspat, Flussspat, Amethyst und Eisenglimmerkrystallen ausgekleidet ist. Diese Gebilde sind augenscheinlich sekundärer Entstehung.

Bei drusiger Struktur zeigt die Grundmasse mancher Porphyre (Mühlsteinporphyre) zahlreiche, unregelmäßig gestaltete, häufig mit Quarzkrystallen ausgekleidete Höhlungen, wodurch das Gestein ein zelliges, zerfressenes Aussehen erhält (Umgebung des Inselsberges in Thüringen, Steinsberg, Handschuchsheim, Wendenkopf im Odenwald). Andere Porphyre umschließen zahlreiche, eckige Fragmente eines mit ihnen vollkommen übereinstimmenden Gesteines, wodurch sie zu Porphyrbreccien oder Trümmerporphyren werden.

In der Grundmasse des Quarzporphyres liegen Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Glimmer porphyrisch ausgeschieden. Der Orthoklas erscheint in weißen, gelblichen oder rötlichen Krystallen mit stark perlmutterglänzenden Spaltungsflächen, z. T. adularähnlich frisch. Bei den einfachen Krystallen herrscht die Säulenform vor, die tafelförmigen sind stets zu Zwillingen verwachsen. Beim Zerschlagen des Gesteines erscheinen dieselben in quadratischem, rechteckigem oder sechsseitigem Querschnitte. Der nur in kleineren Krystallindividuen auftretende Plagioklas zeichnet sich in frischem Zustande durch die Zwillingsstreifung seiner Spaltungsflächen aus, verwittert jedoch so leicht, dass dieses Kennzeichen rasch verschwindet; er wird dann matt und später weich, selbst kaolinartig, während sich der Orthoklas noch vollkommen unverwittert erhalten hat. Der Quarz erscheint in hirsekorn- bis erbsengroßen, unregelmäßigen Körnern, bei weitem häufiger in mehr oder minder vollkommen ausgebildeten Dihexaëdern (z. B. am Auersberge bei Stollberg). Seine Farbe ist graulich weiß bis dunkel rauchgrau, sein muscheliger Bruch fett- bis glasglänzend. Er enthält zahlreiche mikroskopische Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse, sowie solche von der felsitischen Grundmasse, alle zuweilen von dihexaëdrischer Form und nach den Konturen des Wirtes orientiert. Während Ausscheidungen von Quarz in allen, von Feldspat in den meisten Quarzporphyren vorhanden sind, erscheint Glimmer nur seltener. Er bildet dann hexagonale Täfelchen von schwarzer oder tombackbrauner, in Folge von Verwitterung silberweißer oder messinggelber Farbe.

Als fernere Gemengteile der Quarzporphyre sind mikroskopisch Mag-

neteisen, Titanit, Granat, Hornblende, Apatit, Diallag, Augit, Enstatit, Zirkon und Anatas nachgewiesen worden.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Quarzporphyre hat sich ergeben: Kieselsäure 74, — Thonerde 12—14, — Eisenoxyduloxyd 2—3, — Kalk 1,5, — Magnesia 0,5, — Alkalien, unter denen Kali vorwiegend ist, 7—9.

In gewissen, oft ganz schwarzen Quarzporphyren des nördlichen Sachsens (Beucha-Grimma-Trebsen) ist der Gehalt an Pyroxen (Augit, Diallag. Enstatit) so beträchtlich, dass sie als Pyroxen-Quarzporphyre zu bezeichnen sind. Sie stehen mit Pyroxen-Granitporphyren in inniger Verbindung und sind wie diese oft reich an Plagioklas, Biotit und Magnetit.

Die Pinit-Quarzporphyre des Bayerischen Waldes führen neben Quarz, Feldspat und Glimmer noch prismatische Pinite (Pseudomorphosen nach Cordierit).

Während die Quarzporphyre im allgemeinen arm an zufälligen Gemengteilen sind, von denen höchstens Granat, sowie sekundärer Schwefelkies, Epidot, Flussspat und Chlorit anzuführen sein dürften, zeichnen sie sich durch ihren Reichtum an accessorischen sekretionären Bestandmassen aus, welche als Mandeln, Nester und Schnüre von Kalkspat, Quarz, Chalcedon, Achat, Amethyst, Flussspat u. a. auftreten. In Thüringen (bei Elgersburg, Ilmenau und Friedrichroda) bilden Manganerze in Form von größeren Nestern, Adern und Spaltenausfüllungen technisch wichtige Bestandmassen innerhalb des Quarzporphyres.

Die Hauptzeit quarzporphyrischer Eruptionen fällt in die Periode des Rotliegenden, sowie der älteren Trias, und ihre Hauptverbreitung innerhalb Deutschlands in eine Zone, welcher die Gegend an der Lenne und bei Brilon in Westfalen, der Odenwald, der Thüringer Wald, der Südrand des Harzes, der Halle-Leipziger Kreis, das erzgebirgische Becken und eine Anzahl Lokalitäten des Erzgebirges und Schlesiens angehören. An der Westküste von Schottland durchsetzt und überlagert syenitischer, also hornblendeführender Quarzporphyr die Schichten der Liasformation, andererseits sind aus dem argentinischen Cordillerengebiete Quarzporphyre silurischen Alters bekannt geworden.

Der **Felsitfels** ist ein hartes, kompaktes Gestein von dichtem, homogenem Aussehen und weißlicher, fleischroter oder graulicher Farbe, welches wesentlich aus einem innigen, sich unter dem Mikroskope meist mikrokrystallinisch erweisenden Gemenge von Feldspat und Quarz besteht, zum Teil auch mikrofelsitische Ausbildung zeigt, Mikrolithen, Partieen von echtem Glas, Flüssigkeitseinschlüsse und Dampfporen umschließt und mit der Grundmasse des eben beschriebenen Quarzporphyres identisch ist. Mit letzterem steht der Felsitfels auch in enger räumlicher Beziehung, indem ausgedehnte Partieen des Felsitporphyres nach ihren Grenzen zu durch Ver-

dichtung ihres Gefüges und Verschwinden der porphyrischen Ausscheidungen in Felsitfels übergehen (so in den Vogesen). Es tritt jedoch dieses Gestein auch in selbständigen Gängen auf (so bei Wechselburg, Tharand, Stolzenhan im Erzgebirge).

30. **Felsitpechstein** und **Pechsteinporphyr** (Vitrophyr).

Der Felsitpechstein ist ein halb glasiges, leicht zersprengbares, an den Kanten durchscheinendes Gestein von pechähnlichem Aussehen, besitzt Fettglanz und muscheligen bis unebenen Bruch und erreicht kaum die Härte des Orthoklases. Seine vorherrschenden Farben sind dunkelgrün, braunrot und schwarz, zuweilen mit gestreifter oder wolkiger Zeichnung.

Der Pechstein ist ein natürliches, wasserhaltiges Glas, welches als eine Erstarrungsmodifikation der Quarzporphyrmasse zu deuten ist. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass manche Felsitpechsteine nur zum Teil aus glasiger, neben dieser aus mikrofelsitischer oder kryptokrystalliner Substanz bestehen. Die felsitische Masse bildet z. B. in den Pechsteinen von Meißen Streifen, Adern, sich konzentrisch umhüllende Arabesken oder haufenförmige Ansammlungen. In dieser teils glasigen, teils mikrofelsitischen Grundmasse sind Mikrokrystalle von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und schwarzem Glimmer ausgeschieden, welche wiederum Einschlüsse beider Arten der Grundmasse umfassen. Nur in vereinzelten Fällen sind spärliche Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Bläschen beobachtet worden. In den meisten glasartig scheinenden Pechsteinen sind, außer mikroskopisch kleinen Kryställchen von Quarz und Feldspat, zahllose Ausscheidungsprodukte von kreuz-, stern- und nadelförmiger Gestalt (Mikrolithe) und schwarze Körnchen in dichtem Gewirre eingestreut, wodurch die Grundmasse dieser Pechsteine mehr oder weniger entglast erscheint. Die farblose glasige Grundmasse gewisser Varietäten der Pechsteine von Arran ist stellenweise angefüllt von mikroskopischen, farnwedelähnlichen Augitgebilden (Fig. 17). Die Gesteinsmasse der Pechsteine nimmt nicht selten sphärolithische, lokal auch perlitische Struktur an. Ist die Individualisierung einzelner Gemengteile der Pechsteinmasse infolge etwas langsamerer Abkühlung möglich geworden, so stellt sich eine porphyrische Struktur ein. Derartige Gesteine (Pechsteinporphyre, Vitrophyre) umfassen in der halbglasigen Pechsteingrundmasse Krystalle und Körner von sanidinartigem Orthoklas, Plagioklas, Quarz und seltener Glimmer oder Hornblende, ganz vereinzelt Olivin (Meis-



Fig. 17. Farnwedelähnliche Augitgebilde im Pechstein von Arran. Nach *Zirkel*.

sen und im Vicentinischen). Auch losgerissene Bruchstücke des Nebengesteines umschließt der Pechstein, so solche von Gneiß, Glimmerschiefer und Phyllit bei Mohorn unweit Freiberg, solche von Sandstein auf der Insel Arran. Die Kugeln des sog. sphärolithischen Pechsteines von Spechtshausen bei Tharand bestehen aus Felsitporphyrfragmenten mit einer schwarzen Hülle von felsitisch erstarrtem Pechstein-Magma.

In Deutschland ist der Pechstein wesentlich auf die Porphyr-Territorien von Meißen beschränkt. Hier bildet derselbe Gänge in echten Quarzporphyren, hat sich aber auch deckenartig über denselben ausgebreitet. Ferner sind isolierte gangförmige Vorkommen dieses Gesteines in den Distrikten zwischen Tharand und Freiberg, sowie bei Chemnitz, Lugau, Zwickau und Leisnig bekannt. Berühmt sind die Pechsteineinlagerungen und -Gänge auf der schottischen Insel Arran.

31. **Rhyolith, Liparit** oder **Quarztrachyt.**

Die typisch ausgebildeten Rhyolithe sind porphyrische Gesteine, sind mit den Quarzporphyren petrographisch auf das engste verwandt, und bestehen aus einer fast dichten Grundmasse, in welcher Krystalle von Feldspat, Quarz, Glimmer und Hornblende ausgeschieden liegen.

Die Grundmasse ist felsitisch, enthält also neben Alkali- und Thonerdesilikaten freie Kieselsäure; sie ist zum Teil quarzhart, sehr feinkörnig bis scheinbar dicht, zum Teil hornstein-, pechstein- oder thonsteinartig, weißlich, gelblich, hellgrau oder lichtrötlich gefärbt und besitzt nicht selten ein zelliges, poröses oder rauhes Aussehen. In vielen Fällen ist sie nicht solid ausgebildet, sondern enthält Zellen, Blasen und unregelmäßige Hohlräume. In letzterem Falle ist das Gestein reich an Nestern, Trümern und Mandeln von Hornstein, Jaspis, Quarz und Amethyst. Die Blasen sind zwar gewöhnlich rundlich, oft aber auch sämtlich nach einer parallelen Richtung in die Länge gezogen, zuweilen auch ganz regellos gestaltet und sehr häufig von einer chalcedonartigen Substanz inkrustiert.

Unter dem Mikroskope löst sich die dichte Grundmasse mancher Rhyolithe in ein mikrogranitisches Aggregat von viel Sanidin, wenig Plagioklas, etwas Hornblende und mehr oder weniger glasiger Substanz auf, die Grundmasse der meisten Liparite jedoch ist ausgezeichnet mikrofelsitisch, zum Teil mit faseriger oder sphärolithischer Aggregation der Teilchen und mehr oder weniger bedeutender Beimengung von glasiger Substanz, oder sie ist endlich eine reine Glasbasis mit Mikrolithen. Sphärolithische Entwickelung und Fluidalstruktur der Grundmasse sind für die Liparite geradezu charakteristisch.

In dieser Grundmasse liegen ausgeschieden: Quarz in rauchgrauen oder wasserhellen, scharfbegrenzten Körnern oder dihexaëdrischen Krystallen, mit muscheligem Bruche und mit Glasglanz, mit viel Glaseinschlüssen, jedoch ohne Flüssigkeitseinschlüsse. Häufig ist der Quarz erst durch

das Mikroskop nachzuweisen, manchen Lipariten scheint er ganz zu fehlen. Tridymit nimmt in Form dachziegeliger Aggregate und selbständiger Einzelkryställchen an der Zusammensetzung vieler Liparite teil. Sanidin, rissige Krystalle von mitunter wasserheller Beschaffenheit, oft als kleine tafelförmige Individuen, meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze. Plagioklas im Verhältnisse zu dem Sanidin stark zurücktretend, zum Teil an seiner Zwillingsstreifung, meist aber an seiner stark vorgeschrittenen Zersetzung kenntlich. Schwarzer Glimmer in kleinen Blättchen, namentlich in sanidinreichen, weniger in quarzreichen Lipariten. Hornblende in vereinzelten schwarzen Säulchen, Augit in hellgrünen Körnern, endlich Apatit und Magnetit.

Nicht immer ist der Charakter des Rhyolithes ein porphyrischer, vielmehr ist derselbe in manchen Fällen so ausgebildet, dass er nur noch aus einer Grundmasse besteht, während die Ausscheidungen verschwinden. Das Gefüge dieser Rhyolithvarietäten ist entweder ein feinkörnig felsitisches, oder ein thonsteinähnliches oder aber ein porzellanartiges, als lithoidisch bezeichnetes. Die felsitische Grundmasse umschließt bisweilen neben vereinzelten Sanidinausscheidungen kleine radial-strahlige Kugeln, wodurch das Gestein sphärolithische Struktur erhält.

Auch der entgegengesetzte Fall, nämlich der der Individualisierung der gesamten Gesteinselemente des Liparites auf Kosten der Grundmasse, kann eintreten, wodurch derselbe einen granitisch körnigen Habitus erlangt (Neu-Seeland).

Als durchschnittliche Zusammensetzung der Rhyolithe hat sich ergeben: Kieselsäure 75—77, — Thonerde 12—12,5, — Eisenoxydul und Eisenoxyd 1,52, — Kalk 1—1,5, — Magnesia 0,3—0,5, Kali und Natron 7—9. Dieselbe stimmt mit der der Granite und Felsitporphyre in auffallender Weise überein, nur sind die Liparite etwas saurer.

Die große Ähnlichkeit der quarzführenden älteren Orthoklasgesteine und der quarzführenden jüngeren Sanidingesteine zeigt sich nicht nur in dieser auffallenden Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung und der mineralischen Gemengteile, sondern ist auch in der vollkommen analogen petrographischen Ausbildungsweise der letzteren ausgeprägt: dem krystallinisch körnigen Rhyolith entspricht der Granit, dem porphyrartigen Rhyolithe der Quarzporphyr und dem felsitischen Rhyolith der Felsitfels, kurz jeder petrographische Habitus der einen Gesteinsreihe findet ebenfalls in der anderen seine Repräsentanten.

So ist denn auch der Cordierit-Quarztrachyt der Campiglia (mit Einsprenglingen von Cordieriten, diese mit Glaseinschlüssen) ein Analogon des Pinit-Quarzporphyres (S. 67).

Der Quarztrachyt ist ein massiges Gestein, zuweilen stellt sich jedoch infolge paralleler Lagerung der dünnen Sanidintäfelchen oder durch lagen-

artige Abwechselung in der Beschaffenheit und Farbe der Grundmasse eine Art schieferiger Struktur ein. Ersteres ist namentlich bei den Lipariten des Baula Berges auf Island, letzteres am vorzüglichsten bei den quarztrachytischen Laven vom Taupo See auf Nord-Neu-Seeland der Fall. Auch säulenförmige Absonderung ist bei vielen Lipariten in größter Regelmäßigkeit entwickelt, so an der Hohenburg bei Bonn, am Baula Berge, auf Palmarola.

Die Quarztrachyte besitzen eine nicht unbedeutende Verbreitung, sind jedoch als Laven unserer jetzigen Vulkane gar nicht bekannt. In Europa sind sie namentlich in Ungarn, Siebenbürgen, den Euganeen und auf Island, in kleinerem Maßstabe auf den Liparischen und Ponza Inseln und nur sehr spärlich im Siebengebirge (Rosenau und Hohenburg) und am Mont Dore vertreten.

Unter dem Namen Domit werden gewisse Quarztrachyte der Vulkankegel in der Auvergne (namentlich der Puy de Dôme) angeführt, welche eine äußerst feinkörnige, wenig glasige Zwischenmasse führende, matte, graulich weiße, spröde Grundmasse besitzen, in welcher kleine glasglänzende Oligoklase und Sanidine, sowie braune Glimmerblättchen und farblose Tridymitschüppchen, ferner einzelne Hornblendesäulchen ausgeschieden liegen, — lauter Bestandteile, aus denen die feinkörnige Grundmasse selbst zusammengesetzt ist.

2) Quarzfreie Orthoklasgesteine,

wesentlich Gemenge von Orthoklas (nebst Plagioklas) und Hornblende oder Glimmer.

32. Syenit.

Der Syenit ist in seiner typischen Ausbildung ein krystallinisch körniges Gemenge von Orthoklas und Hornblende, zu denen sich sehr häufig Oligoklas und manchmal Glimmer gesellt. Der Orthoklas ist der vorwaltende Gemengteil, bildet die körnige Grundmasse, in welcher die Hornblendeindividuen richtungslos zerstreut liegen, und besitzt eine rötliche oder weißliche Farbe. Der Plagioklas tritt meist nur untergeordnet auf und zeichnet sich durch die Zwillingsstreifung auf seinen Spaltungsflächen aus. Reichlichen Plagioklas hingegen führt z. B. der Syenit des Plauenschen Grundes. Die Hornblende bildet kurze Säulen von dunkelgrüner oder schwarzer Farbe. Augit kann in Krystallen oder unregelmäßigen Körnern auftreten, welche im Dünnschliffe meist lichtgrün gefärbt erscheinen. Der Glimmer ist stets Magnesiaglimmer von dunkelbrauner oder schwarzgrüner Farbe.

Unter dem Mikroskope ist in fast allen Syeniten Magnetit, in vielen Apatit, in manchen Quarz nachgewiesen worden, während glasige Zwischenmasse vollständig fehlt, die Ausbildungsweise des Syenites somit eine durchaus krystallinische ist.

Je nachdem sich zum Orthoklas Hornblende oder Augit oder Glimmer gesellen, gliedern sich die Syenite in eigentliche Syenite, Augitsyenite (Monzonit) und Glimmersyenite (Minette).

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Syenite ergiebt sich: Kieselsäure 58,37, — Thonerde 19,21, — Eisenoxydul und -Oxyd 8,27, — Kalkerde 5,66, — Magnesia 2,91, — Kali 3,20, — Natron 2,42 und geringer Wassergehalt.

Von den zahlreichen zufälligen Gemengteilen des Syenites sind Epidot, Orthit, Magneteisen, Schwefelkies, namentlich aber Titanit anzuführen. Als ebensolche muss man die Quarzkörner, welche selbst manchen typischen Syeniten nicht fremd sind, betrachten. Das Magneteisen tritt nicht nur strichweise in Gestalt feinkörniger Imprägnationen als zufälliger Gemengteil, sondern auch in mächtigen und weit ausgedehnten unregelmäßigen Stöcken oder anhaltenden regelmäßigen Flötzen innerhalb der Syenite auf. (Die Kruxe bei Suhl im Thüringer Walde, New-Jersey, New-York, Canada.)

Die Korngröße der syenitischen Gesteinselemente schwankt zwischen grob- und mittelkörnig, doch besitzen sämtliche oben genannte drei Syenitarten auch Vertreter von dem bloßen Auge fast dicht erscheinender Beschaffenheit. Wenn sich in der feinkörnigen bis dichten Syenitmasse größere Feldspateinsprenglinge einstellen, so entstehen Syenitporphyre (Mehlis im Thüringer Walde, bei Predazzo in Südtirol, im Triebischthale bei Meißen).

Der Syenit ist wie der Granit ein massiges Gestein, besitzt eine echt granitische Struktur und durchsetzt seine Nebengesteine gang- oder stockförmig, ist also eruptiven Ursprunges (Syenitstock des Monzoni in Tirol, Syenitgänge bei Antrim in Irland, bei Christiania in Norwegen; Gänge von dichtem Syenite bei Zschopau im Erzgebirge).

33. Quarzfreier Orthoklasporphyr.

Während der Quarzporphyr Granitmaterial in porphyrischem Habitus repräsentiert, lässt sich der quarzfreie Orthoklasporphyr als eine porphyrische Ausbildung der syenitischen Gesteinselemente auffassen, worauf auch seine chemische Zusammensetzung hinweist. Er besteht aus einer bräunlichen oder dunkelgrauen, feldspätigen, dichten oder erdigen, mikrokrystallinen Grundmasse, welche keine freie Kieselsäure enthält und zahlreiche glänzende, große Orthoklaskrystalle, matte, kleinere und spärlichere Oligoklas-Individuen, schwarze Hornblendesäulen und dunkele Magnesiaglimmertafeln, aber keine oder nur seltene mikroskopische Quarzkörner umschließt. Als zufällige Gemengteile erscheinen Magneteisenerz, Granat, Eisenglanz, Epidot, Quarz. Die quarzfreien Orthoklasporphyre durchbrechen nicht nur in Gängen ihre Nebengesteine, sondern haben sich auch ähnlich wie die Quarzporphyre lagerförmig zwischen dieselben gedrängt oder überlagern sie deckenartig. Ihre Haupteruptionen

fallen in die zweite Hälfte des paläozoischen Zeitalters. In Deutschland treten sie namentlich in der Umgebung des Schneekopfes in Thüringen, an der Südseite des Harzes, bei Potschappel bei Dresden, in der Umgebung von Meißen und in den Vogesen auf.

34. Trachyt (Sanidintrachyt).

Der Trachyt ist eine dem Syenit und dem quarzfreien Porphyr analoge Mineralkombination, nämlich ein quarzfreies, wesentlich aus Sanidin bestehendes Gestein, zu welchem Minerale sich Hornblende, Augit und Biotit, sowie mehr oder weniger reichlich Plagioklas gesellt. Der Habitus ist ein porphyrischer.

Die bald dichte, bald poröse und dann rauhe, graue oder bräunliche Grundmasse zerfällt unter dem Mikroskope in ein Aggregat von winzigen Feldspat- (und zwar Sanidin- und Oligoklas-) Mikrolithen, Hornblendenädelchen und Magneteisenpartikelchen, nebst spärlicher glasiger oder mikrofelsitischer Zwischenmasse, und enthält makroskopische Krystalle von Sanidin und Plagioklas, auch Glimmertäfelchen und Hornblendesäulen porphyrisch ausgeschieden. Der Sanidin bildet zum Teil tafelförmige, zum Teil säulenförmige, rissige Krystalle, häufig von zonärem Aufbau. Sie sind fast durchweg nach dem Karlsbader Gesetze zu Zwillingen verwachsen und erreichen, so am Drachenfels, an der Perlenhardt im Siebengebirge, 5 bis 10 cm. Sie liegen zuweilen zerbrochen im Gesteine, waren also bereits ausgebildet, als sich die Hauptmasse desselben noch in plastischem Zustande befand. Eben darauf weist auch die Erscheinung hin, dass die Sanidintafeln an manchen Lokalitäten eine vollkommen parallele Anordnung wahrnehmen lassen. Sie führen in ihrer Masse zahlreiche mikroskopische Glaseinschlüsse, Dampfporen, Hornblendemikrolithen und Magneteisenkörner. Diese fremdartigen Einschlüsse beschränken sich häufig auf die Mitte der Krystalle und bilden hier einen zentralen Kern, um welchen sich eine farblose Sanidinschicht herumlegt. Der Plagioklas bildet zwar meist kleinere Krystalle als der Sanidin, übertrifft aber diesen zuweilen an Menge. Sehr häufig ist derselbe direkt an seiner Zwillingsstreifung zu erkennen, wo diese aber durch rissige Beschaffenheit verdeckt wird, dienen Farbe, Glanz und Härte, besonders aber seine buntfarbige Streifung bei Untersuchung in polarisiertem Lichte als unterscheidende Merkmale; auch die leichte Verwitterbarkeit ist für den Plagioklas charakteristisch. Zwar kommt derselbe ebenfalls porphyrisch ausgeschieden vor, doch findet er sich viel häufiger als mikroskopischer Bestandteil der Grundmasse, ja diese besteht zuweilen ausschließlich aus triklin gestreiften Plagioklaskryställchen, während die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspatindividuen Sanidin sind. Säulen und Nadeln von schwarzer Hornblende oder von oft stark pleochroitischem Augit bez. Akmit (Augit-Trachyte), Schuppen oder Täfelchen von schwarzem oder braunem Glimmer, mikroskopische Nadeln

von Apatit treten aus der Grundmasse der Mehrzahl der Trachyte, wenn auch spärlich hervor. In vielen der letzteren ist Tridymit nicht allein als Ausscheidung in Drusenräumen, sondern auch als Gemengteil der Grundmasse nachgewiesen.

Das typische Mittel der chemischen Zusammensetzung der hierhergehörigen Gesteine ist: Kieselsäure 62—64, — Thonerde 16—19, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 6, — Kalk 1,80—2,50, — Magnesia 0,80, — Kali 3,60—5,35, — Natron 4,5, — Wasser 0,50—1. — Ihr spezifisches Gewicht beträgt 2,6—2,7.

Als zufällige Gemengteile kennt man vorzugsweise Titanit, Sodalith, Magneteisen, in seltenen Fällen auch Granat. Trachyte sind in dem Siebengebirge (Drachenfels, Lohrberg, Kühlsbrunnen), im Westerwalde (Umgegend von Selters), in der Rhön (am Alsberg), bei Neapel (Mt. Olebano, Astroni), in Siebenbürgen u. s. w. nachgewiesen und sind als trachytische Laven z. B. auf Ischia und als vulkanische Auswürflinge (Lesesteine) in der Umgebung des Laacher Sees bekannt. Letztere sind außerordentlich reich an zufälligen Mineraleinschlüssen, z.B. Hauyn, Nosean, Olivin, Titanit, Zirkon, Korund, Sapphir, Spinell u. s. w. Die zwischen diesen Krystallindividuen befindliche Grundmasse zeigt alle Übergänge von fast vollkommen glasigen bis zu dem fast durchaus durch Mikrolithen von Sanidin, Oligoklas, Augit, vielleicht auch Hornblende entglasten Zustande.

3) Quarzfreie Orthoklas-, Nephelin- oder Leucit-Gesteine,

wesentlich Gemenge von Orthoklas (Sanidin) und Nephelin (Eläolith) oder Leucit, nebst Augit, Hornblende und Biotit.

35. **Nephelin-Syenit** (Eläolith-Syenit).

Der Nephelin-Syenit stellt ein mittel- bis grobkörniges, selten feinkörniges Gestein dar, welches im allgemeinen durch die Kombination Orthoklas-Nephelin charakterisiert ist. Der Orthoklas bildet oft größere, einfache Krystalle oder Karlsbader Zwillinge. Plagioklas tritt meist untergeordnet teils selbständig, teils dem Orthoklas lamellar eingeschaltet auf und giebt sich durch seine gitterförmige Struktur bisweilen als Mikroklin zu erkennen.

Der Nephelin oder dessen mehr derbe, fettglänzend trübe, rötlich oder grünlich gefärbte Varietät, der Eläolith, findet sich seltener krystallographisch begrenzt, meist als Ausfüllung zwischen den Orthoklasen; er beherbergt oft Flüssigkeitseinschlüsse, bisweilen Krystalloide von Augit oder Sodalith, und zeigt häufig beginnende Umwandlung in zeolithartige Substanzen.

Zu diesem Gemenge treten, jedoch in sehr wechselnder Quantität: Hornblende, Augit (z. T. als Ägirin), Biotit, Sodalith (in vorwiegend derber Ausbildung), ferner Titanit und Zirkon, seltener Wollastonit.

Die Schwankungen in der Quantität der angeführten Mineralien gaben Veranlassung, diesen Gesteinen verschiedene Namen beizulegen; man unterschied:

Foyait, nach Werveke ein Gemenge von Orthoklas, Nephelin, Augit, Sodalith, Titanit, wenig Hornblende und Glimmer nebst Magnetit und Apatit (Berg Foya, Portugal, Süd-Grönland);

Miascit, in welchem schwarzer Glimmer mehr hervortritt (Ilmengebirge bei Miask);

Ditroit mit bedeutendem Sodalithgehalte (Ditro, Siebenbürgen);

Zirkonsyenit wegen des accessorisch häufigen Zirkons (Laurvig, Norwegen).

Recht nephelinreiche Glieder der Nephelin-Syenite wurden neuerdings aus New-Jersey und von Montreal (mit z. T. 90 Prozent Nephelin) bekannt.

Die Nephelin-Syenite sind auch porphyrischer Ausbildung fähig: es sind die Liebenerit- und Gieseckitporphyre

36. **Phonolith** (Klingstein).

Der Phonolith ist eine dichte, meist völlig kompakte, in frischem Zustande dunkel grünlich graue oder bräunliche, völlig quarzfreie Gesteinsmasse, auf deren unebenem, ins Splitterige verlaufendem Bruche glänzende Spaltungsflächen von Sanidin erscheinen. Das Gestein besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger Absonderung und giebt beim Schlagen einen hellen Klang. Die Mikrostruktur der Grundmasse der Phonolithe ist eine durchaus krystallinische, da Glassubstanz höchst spurenhaft und nur in feinen Häutchen aufgefunden wird. Diese Grundmasse besteht aus Tafeln von Sanidin, sechsseitigen Säulen von Nephelin, Kryställchen von Augit, Leucit, Hauyn und Magnetit. Von diesen Bestandteilen waltet bei den echten Phonolithen bald der Sanidin, bald der Nephelin vor. Mikrofluktuationserscheinungen wurden häufiger bei den nephelinarmen, feldspatreichen Varietäten beobachtet. In dieser Grundmasse liegen sehr zahlreiche tafelartige Sanidinkrystalle (mit mikroskopischen Einschlüssen von Nephelin, Hauyn, Augit, Magneteisen und Glastropfen), hexagonale Säulen von Nephelin, Prismen von grünem Augit, seltener brauner Hornblende, Krystalle von Hauyn, Magneteisensteinkörnchen porphyrisch ausgeschieden, zu welchen sich noch als selten fehlende accessorische Bestandteile Titanitkryställchen, ferner spärliche Biotittäfelchen und vereinzelte Plagioklase gesellen können. Auf Klüften, in Blasen und unregelmäßig gestalteten Hohlräumen enthalten namentlich die hellfarbigen Varietäten des Phonolithes mancherlei zeolithische Mineralien, z. B. Natrolith, Chabasit, Desmin, Analcim, Apophyllit, ferner Kalkspat und Hyalith.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Phonolithe hat sich ergeben: Kieselsäure 59,40, — Thonerde 19,50, — Eisenoxyd

und -Oxydul 3,50, — Manganoxydul 0,15, — Kalkerde 2,25, — Magnesia 0,70, — Kali 6,00, — Natron 7,00, — Wasser 1,60. Ihr mittleres spezifisches Gewicht beträgt 2,5; im allgemeinen nimmt dasselbe mit dem wachsenden Anteil an unzersetzbarer Substanz zu. Vor dem Lötrohr schmilzt die Phonolithmasse zu einem grünlich grauen Glase, im Glaskölbchen zeigt sich ein Wassergehalt, der um so größer ist, je bedeutender die Quantität des aus der Verwitterung des Nephelins, Hauyns oder Leucits hervorgegangenen zeolithischen Gemengteiles ist.

Der Phonolith besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger, ja schieferiger Struktur und Absonderung, welche namentlich durch die parallele Anordnung der Sanidintafeln bedingt ist. Porphyrartige Varietäten entstehen, sobald sich in der dichten Grundmasse größere Sanidintafeln einstellen, die bis über 2 cm Größe erreichen können. Trachytähnlich nennt man die lichtgrauen Phonolithe mit rauher, etwas poröser Grundmasse, welcher deutlich erkennbare zeolithische Bestandteile beigemengt sind, die sich außerdem in Nestern oder Drusen ausgeschieden haben. — Die Phonolithe bilden meistens dom- oder glockenförmige Kuppen (homogene Vulkane), sowie Gänge von durchschnittlich geringer Mächtigkeit, und sind in dieser Lagerungsform in Europa besonders im nördlichen Böhmen (Marienberg bei Außig, Teplitzer Schlossberg, Milleschauer), in der Lausitz (Lausche, Limberg, Hochwald bei Zittau), im Rhöngebirge (Milseburg), im Hegau am Bodensee (Staufen), in der Auvergne ausgebildet. Die Haupteruption der Phonolithe fällt in die zweite Hälfte der Tertiärzeit.

Von den eigentlichen, wesentlich aus Sanidin und Nephelin bestehenden Phonolithen sind abzutrennen

die **Leucitophyre,** welche als dritten, den Nephelin mehr oder weniger verdrängenden Gemengteil Leucit enthalten. Diese Gesteine weisen in einer dicht erscheinenden, dunkelen, durch Verwitterung bleichenden, namentlich aus Nephelin und Leucit bestehenden Grundmasse Krystalle von Sanidin, Hauyn und Leucit auf. Der Hauyn ist blaugrau gefärbt, bildet mehrere Millimeter große Krystalle, welche auf dem Bruche durch ihre dodekaëdrischen Umrisse deutlich hervortreten. Der Leucit erscheint in Gestalt zahlloser, sehr kleiner, durchsichtiger, in zersetztem Zustande schneeweißer Körnchen. Mikroskopisch sind außerdem Apatit, Augit und Magneteisen, bisweilen auch Tridymit nachgewiesen. Aus Leucitophyr besteht z. B. der vulkanische Kegel von Olbrück, der Burgberg bei Rieden in der Laacher Gegend, der Perler Kopf bei Hannebach, auch in der Umgebung des Kaiserstuhles und von Oberwiesenthal im Erzgebirge ist er verbreitet.

37. Rhyolith-, Trachyt- und Phonolithgläser.

Diese vulkanischen Gläser findet man bezeichnet als Trachytpechstein, Perlit, Sphärolithfels, Obsidian und Bimsstein. Die beiden letzteren sind

wasserarm bis wasserfrei, während die übrigen sich durch einen beträchtlichen, meist 2 Prozent übersteigenden Wassergehalt auszeichnen.

Der **Trachytpechstein** ist von dem sub 30 beschriebenen Felsitpechstein weder in seinem äußeren Ansehen, noch in seiner chemischen Zusammensetzung zu unterscheiden, dessen petrographische Beschreibung deshalb auch auf ihn anwendbar ist. Seine Glasbasis ist meist grünlich, bräunlich oder gelblich gefärbt und außerordentlich reich an Mikrolithen und Dampfporen. Neben den oft stromartig angeordneten Beloniten kommen in der lichtgrünlichen Glasmasse vor: mit bloßem Auge erkennbare Feldspäte mit Glaseinschlüssen und mit Glasadern, welche von der Grundmasse ausgehen, — mikroskopische Feldspäte in bedeutender Menge, mikroskopische Quarze, beide mit sehr viel Glaseinschlüssen, — mikroskopische Hornblende- oder Augitsäulen, — schwarze Magneteisenkörner, — zahllose Dampfporen.

Island, Neuseeland, die Euganeen und Centralfrankreich bergen die Hauptvorkommnisse des Trachytpechsteines.

Der **Perlit** oder **Perlstein** ist eine glas- oder emailartige Masse von meist graublauer Färbung, welche aus lauter hirse- bis erbsengroßen, konzentrisch-schaligen Körnern zusammengesetzt ist, wodurch namentlich er sich vom Trachytpechsteine unterscheidet. Die äußersten Lamellen der einander zunächst liegenden Körner sind miteinander verwoben und verflossen. Bei gewissen Varietäten der Perlsteine, den sphärolithischen Perliten (Sphärolithfels) treten in dieser Grundmasse von durchaus körnig-schaligem Gefüge Sphärolithe, also radialfaserige, kugelige oder knollige Ausscheidungen mit scharfbegrenzten Rändern auf. Andere Perlitvarietäten, die Perlitporphyre, umschließen in einer echtperlitischen, körnig-schaligen Grundmasse Krystalle von Sanidin und Glimmer.

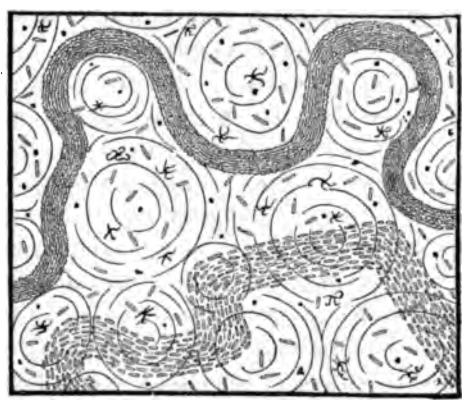


Fig. 18. Mikrostruktur des Perlites. Nach *F. Zirkel.*

Bei der mikroskopischen Untersuchung der echten Perlite (siehe Fig. 18) treten natürlich die Durchschnitte der konzentrisch-schaligen Körner als konzentrische Kurven und zwar Kreissegmente hervor. Die einzelnen Schalen sind gewöhnlich ganz gleichfarbig. In der Perlitmasse haben sich nun ähnlich wie im Obsidian dieselben mikroskopischen Kryställchen (Feldspäte, Magnesiaglimmer, Magneteisen, Eisenglanz), ferner bald gerade und einfach geformte, bald gabelige, gekrümmte oder ruinenartig gezackte

Belonite, bald schwarze Trichite ausgeschieden. Auffälligerweise ziehen sich zuweilen Ströme dieser zusammengehäuften mikroskopischen Kryställchen in geradem oder gekrümmtem Verlaufe quer durch mehrere benachbarte Perlitkörner hindurch, so dass augenscheinlich die Ausscheidung der Mikrolithe der schalenförmigen, perlitischen Absonderung vorangegangen sein muss.

Der Kieselsäuregehalt der Perlite schwankt zwischen 70,59 und 82,80%, dies macht es wahrscheinlich, dass wesentlich nur quarztrachytisches Material zu perlitischer Ausbildung gelangt ist. Das typische Mittel der chemischen Zusammensetzung der Perlite ist: Kieselsäure 73,53, — Thonerde 13,23, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 2,41, — Kalk 1,70, — Magnesia 0,80, — Kali und Natron 6,43, — Wasser 1,90. — Spezifisches Gewicht = 2,36 — 2,45.

Der Perlit bildet Ströme und Gänge bei Schemnitz und Telkibanya in Ungarn, in den Euganeen, auf den Ponza-Inseln, in Mexiko.

Der **Obsidian** ist ein wasserarmes bis wasserfreies vulkanisches Glas, entstanden durch rasche Abkühlung der glutflüssigen Gesteinsmasse. Die Obsidiane bilden eine glasartige, stark glänzende Masse mit ausgezeichnet muscheligem Bruche und scharfkantigen, schneidenden Bruchstücken. Ihre Farbe ist meist schwarz, braun oder grünlich. Seinem von 60—70 Prozent schwankenden Kieselsäuregehalte zufolge gehört der Obsidian sowohl den kieselsäurereichen als auch den kieselsäurearmen Gesteinen der Trachytgruppe (also den Lipariten und Trachyten) an, tritt aber auch als glasartige Erstarrungsmodifikation der Phonolithe von Teneriffa auf (v. Fritsch und Reiß). Über Basaltobsidiane siehe sub 44. Nach ihrem verschiedenartigen Gefüge unterscheiden sich folgende Varietäten der trachytischen Obsidiane:

reiner Obsidian, vollkommenes Glas, anscheinend homogen, jedoch angefüllt mit mikroskopischen Kryställchen und Mikrolithen, welche oft parallel angeordnet sind und Mikrofluktuationsstruktur zeigen; außerdem mit zahllosen mikroskopischen, spitz eiförmigen Gas- und Dampfporen;

porphyrartiger Obsidian, in glasiger Grundmasse sind einzelne Sanidinkörner oder -krystalle ausgeschieden;

sphärolithischer Obsidian, in glasiger Grundmasse liegen radialfaserige Sphärolithe (Liparische Inseln), ein Strukturverhältnis, welches namentlich bei gekreuzten Nikols hervortritt, weil die faserigen Aggregate der Sphärolithe das Licht polarisieren, was das Glas nicht thut;

blasiger Obsidian, Obsidianmasse mit zum Teil langgestreckten und parallel gelagerten Blasenräumen, welche in mikroskopischer Kleinheit auch viele der anscheinend vollkommen homogenen Obsidiane anfüllen und oft in gewundene, bandartige Zonen angeordnet sind.

Auch unter dem Mikroskope erweist sich der Obsidian als ein echtes Glas, meist sehr reich an durchsichtigen oder schwarzen haarförmigen Mikrolithen (Beloniten und Trichiten), welche nicht selten die prachtvollst gewundene Fluktuationsstruktur (siehe Fig. 11) zeigen. Namentlich häufig

sind in manchen Obsidianen schwarze Trichite, welche dann gebogen, scharf zickzackartig geknickt, schleifenartig gekrümmt und mit schwarzen, soliden Körnchen besetzt sind, oder zu spinnenähnlichen Aggregaten zusammentreten. Neben ihnen kommen zahlreiche echte Belonite und ruinenartig ausgezackte farblose Mikrokrystalle, sowie Magneteisenkörner und Glimmer- oder Eisenglanztäfelchen vor. Dampfporen sind im ganzen in der Obsidianmasse nur selten vorhanden, wo sie aber auftreten, in enormer Zahl ausgebildet. Meist sind sie rundlich, eiförmig oder an einer Seite in eine Spitze ausgezogen. In einem Obsidiane von Island liegen in einer Ebene von einem Quadratmillimeter 800 000 Poren.

Die Phonolithobsidiane sind teils schwarz gefärbt oder gebändert und geflammt, indem Schlieren und Fetzen von dunkelbraunem Glase von lichteren Schlieren und Bändern mit kryptokrystallinischer Beschaffenheit umschlossen werden (Eutaxit). Als spärliche Krystallausscheidungen treten auf: Sanidinleistchen und blaue, meist scharf begrenzte Hauynkryställchen.

Ihre Hauptverbreitung finden die Obsidiane in den vulkanischen Gebieten der Liparischen Inseln, auf Island, in Transkaukasien, Teneriffa, Neu-Seeland.

Der **Bimsstein** ist ein schwammiger oder schaumiger Obsidian von meist lichtgelblicher oder lichtgraulicher Farbe, eine durch das Durchströmen von Gasen oder Dämpfen entstandene blasige Obsidian-Modifikation und deshalb von durchschnittlich derselben chemischen Zusammensetzung wie zum Teil die kieselsäurereichen, zum Teil die kieselsäurearmen Trachyte, indem ihr Kieselsäuregehalt zwischen 58 und 74 Prozent schwankt. Auch die eigentliche Glasmasse der Bimssteine ist angefüllt von eiförmigen oder spitz in die Länge gezogenen Gasporen, ferner von farblosen Beloniten. Das Vorkommen des Bimssteins ist an die Vulkane gebunden, wo er sich teils in Form loser Auswürflinge, teils in Verbindung mit Obsidian- und Perlitströmen findet.

4) Plagioklasgesteine mit Hornblende oder Biotit.

38. **Diorit.**

Der Diorit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von Plagioklas (und zwar Oligoklas, Labrador, Anorthit) und Hornblende, zu welchen sich manchmal Augit und Quarz gesellt. Der trikline Plagioklas zeichnet sich durch die Zwillingsstreifung auf seinen Spaltungsflächen aus (unter dem Mikroskop bisweilen gitterförmig), ist gewöhnlich weiß, gelblich oder grünlich gefärbt und entweder glänzend oder matt. Er enthält viel Flüssigkeitseinschlüsse, tritt manchmal so zurück, dass er zwischen der bei weitem vorwaltenden Hornblende nur in Mikrokrystallen zur Ausbildung gelangt ist. Die Hornblende ist meist schwärzlich grün mit starkem Glasglanz auf den Spal-

tungsflächen. Sie bildet entweder Körner oder kurze, fast tafelförmige blätterige Säulen oder auch zarte Nadeln, waltet in den meisten Dioriten vor und bedingt deren dunkle Farbe. Sie ist reich an mikroskopischen Einschlüssen, so an Dampfporen, Mikrolithen von Feldspat und Magneteisen. Augit tritt in hellrötlich braunen Körnern untergeordnet auf. Viele Diorite enthalten neben der Hornblende schwarze oder braune Glimmertafeln, welche selbst vor der ersteren vorwiegen, ja sie ganz verdrängen können (Glimmerdiorite). Auch lauchgrüne Schüppchen von Chlorit treten in gewissen hornblendearmen Dioriten in nicht unbedeutender Menge auf und verleihen denselben ihre grünliche Färbung. Solche chlorithaltige Diorite werden durch Salzsäure entfärbt. Mikroskopische Apatitsäulen sind häufig. Magnetit- und Titaneisenkörner sind nicht selten.

Die eigentlichen, sowie die Glimmerdiorite sind entweder quarzfrei oder quarzhaltig. Dadurch entstehen 2 korrespondierende Reihen, welche auch in den echt porphyrischen Modifikationen, den Porphyriten, wiederkehren.

Die Mikrostruktur der Diorite ist eine krystallinische und zwar meist eine granitische, gröber oder feiner körnige.

Als Mittel der chemischen Zusammensetzung der Diorite ergiebt sich: Kieselsäure 51,00, — Thonerde 18,50, — Eisenoxydul 11,00, — Kalkerde 7,50, — Magnesia 6,00, — Kali 2,50, — Natron 3,00, Spuren von Manganoxydul und ein geringer Wassergehalt.

Die häufigsten der zufälligen Gemengteile des Diorites sind Titanit, Pistazit, Schwefelkies und Magneteisenerz. Nach den verschiedenen Strukturverhältnissen des dioritischen Mineralgemenges werden folgende Varietäten des Diorites unterschieden:

Normaler Diorit, mit deutlich grob- bis feinkörnigem Gefüge.

Dioritaphanit mit so außerordentlich feinkörnigem Gefüge, dass die einzelnen Bestandteile nicht mehr zu unterscheiden sind.

Dioritporphyr, eine sehr feinkörnige oder aphanitische Dioritgrundmasse von grünlichgrauer Farbe mit Ausscheidungen von hellen Oligoklas-Individuen und schwärzlich grünen Hornblendesäulen. Der Dioritporphyr verknüpft die körnigen Diorite mit den Porphyriten, in welche er dadurch übergeht, dass die Grundmasse eine mikro- bis kryptokrystalline Beschaffenheit annimmt.

Die Diorite durchsetzen entweder als Gänge und Stöcke ihre Nebengesteine und zeigen sehr häufig in ihrer mittleren Zone ein grobkörniges, nach ihren beiderseitigen Begrenzungsflächen hin ein aphanitisches oder schieferiges Gefüge. Die Diorite finden sich hauptsächlich im Gebiete der Granite, Gneiße, krystallinischen Schiefer und der älteren paläozoischen Formationen und treten in Deutschland auf z. B. an der Rosstrappe, im

Thüringer Walde bei Ruhla, Liebenstein, Brotterode u. s. w., in Nassau bei Wissenbach.

Als Abarten des Diorites sind anzuführen:

Epidiorit Gümbels, blassgrüne, schmale Gänge bildende Eruptivgesteine mit faseriger Hornblende, Plagioklas in Butzen und Nadeln, wenig Augit, Titaneisen (mit Leukoxenrand), Magnetit, Pyrit und Apatit.

Tonalit, ein körniges Gemenge von Individuen einer triklinen Feldspatspezies von weißer Farbe mit graulich weißen Quarzkörnern oder Dihexaëdern, schwärzlich grünen Hornblendesäulen und dunkelen sechsseitigen Tafeln von Magnesiaglimmer. Mt. Adamello in Südtirol.

Dipyrdiorit, ein Gemenge von Dipyr und bräunlicher Hornblende, daneben Rutil, Titaneisen, Magnetit, Apatit, Epidot, Eisenglanz. Oedegarden, Norwegen.

Kersantit, dichte, körnige oder porphyrische Aggregate, von lichtem Plagioklas und dunkelem Glimmer, von denen bald der eine, bald der andere vorwaltet und zu denen sich Quarz, Apatit und Magneteisen und Kalkspat, sowie Augit oder Partieen einer lichtgrünen, chloritischen Substanz gesellen. In Gängen in der Bretagne, in den Vogesen, in Nassau, im Hunsrück. Die in großer Zahl im Erzgebirge aufsetzenden Gänge von grauschwarzem Kersantit oder Glimmerdiorit bestehen aus Plagioklas, Biotit, Hornblende und Augit nebst Orthoklas, Apatit, Magnetit. Sie, wie andere Kersantite, schließen sich z. T. mehr den Glimmerdiabasen an.

Der Corsit ist ein Anorthit-Diorit, und zwar ein granitisch-körniges Gemenge von vorwaltendem, graulich weißem, durch Säuren zersetzbarem Anorthit, schwärzlich grüner Hornblende und wenig Quarz. Diese Bestandteile gruppieren sich stellenweise zu 1 bis 3 Zoll großen Kugeln, welche aus konzentrischen Lagen bestehen, in denen abwechselnd der eine oder der andere Gemengteil vorwaltet, wobei zugleich eine nach dem Mittelpunkte gerichtete radialstrahlige Anordnung der nadelförmigen Mineralindividuen zu beobachten ist. Diese Varietät des Corsites ist unter dem Namen Kugeldiorit bekannt und tritt nur untergeordnet in der granitisch körnigen Hauptmasse bei Sartene auf Korsika auf.

39. **Porphyrit.**

Der Porphyrit besteht aus einer braunen oder dunkelgrauen, dicht erscheinenden Grundmasse mit Ausscheidungen von hellem, weißlichem, rötlichem oder grünlichem Plagioklas und dunkeler Hornblende oder statt deren von dunkelem Glimmer, sowie in manchen Fällen von Quarzkörnchen. Der Porphyrit ist demnach dioritisches Gesteinsmaterial mit porphyrischem Habitus und schließt sich auf das engste an die beschriebenen Dioritporphyre an. Die Grundmasse der Porphyrite ist zum Teil, wenn auch selten, und dann dem quarzführenden Diorite entsprechend, ein mikrokrystallines Gemenge von Plagioklas und Quarz (Ilfeld am Harz), zum Teil und zwar

gewöhnlich, ein außerordentlich feinkörniges Gemenge von Plagioklas und Hornblende oder Glimmer, korrespondiert dann mit den quarzfreien Dioriten und kann kryptokrystalline, mikrofelsitische, selbst glasige Ausbildung annehmen. Je nachdem somit die Porphyrite freie Kieselsäure in Form von Quarzkörnern und als Gemengteil der Grundmasse enthalten oder nicht, unterscheidet man quarzhaltige und quarzfreie Porphyrite und außerdem je nach der Art der porphyrischen Ausscheidungen: Hornblendeporphyrit, Plagioklas und Hornblendekrystalle enthaltend (Potschappel, Reichenstein in Schlesien, porfido rosso antico aus Ägypten), und Glimmerporphyrit, Oligoklas und Glimmer enthaltend (Wilsdruff bei Dresden, Triebischthal bei Meißen, Trostburg in Tirol). Der Porphyrit von Ilfeld enthält vorwiegend Plagioklase ausgeschieden. In kleinen Hohlräumen des Porphyrites der Nahegegend kommen Täfelchen von Tridymit vor.

Der Porphyrit bildet Gänge, Stöcke und Lager, deren Eruptionszeit in die zweite Hälfte der paläozoischen Periode fällt.

10. Hornblende-Andesit.

Hornblende-Andesite sind Gesteine, welche vorwiegend aus Plagioklas und Hornblende bestehen, zu denen sich als dritter Gemengteil Quarz gesellen kann, — eine den Dioriten und Porphyriten analoge Mineralkombination. Nach der Abwesenheit oder Gegenwart des Quarzes unterscheidet man quarzführende Hornblende-Andesite oder Dacite und quarzfreie Hornblende-Andesite.

Quarzführende Hornblende-Andesite oder Dacite sind schwärzliche, grünlichgraue, braune oder dunkelgrüne Gesteine mit dichtem bis deutlich feinkörnigem Gefüge, bestehend aus Plagioklas, Quarz, Hornblende, Augit, Apatit und Magnetit, nicht selten auch Sanidin; mikrofelsitische Basis ist oft, sphärolithische oder glasige Basis zuweilen vorhanden. In einer dichten, rhyolithähnlichen Grundmasse von felsitischem oder auch feinkörnigem Habitus liegen porphyrische Ausscheidungen von Hornblende, Plagioklas und Quarz, z. T. auch von Biotit. Zuweilen ist der Quarz nicht sichtbar, doch weist der hohe Kieselsäuregehalt der betreffenden Gesteine, welcher den des Oligoklases übersteigt, darauf hin, dass freie Kieselsäure, also Quarz, vorhanden ist. Als typische mittlere Zusammensetzung ergiebt sich: Kieselsäure 66,10, — Thonerde 14,80, — Eisenoxydul und -Oxyd 6,30, — Kalk 5,30, — Magnesia 2,40, — Kali und Natron 4,70, — Wasser 0,50; — das mittlere spezifische Gewicht beträgt 2,60. Man kennt dieses Gestein aus Siebenbürgen und Ungarn (sog. andesitische oder grünsteinartige Quarztrachyte); quarzführende Andesite oder Dacite Dölter's, z. B. bei Nagyag, ferner aus Transkaukasien, aus den Euganeen (Oligoklastrachyte vom Rath's) und aus Nevada.

Die quarzfreien Hornblende-Andesite sind graue bis schwärzliche, dunkelgrünliche oder dunkelbräunliche Gesteine von porphyrischem

Habitus. In einer feinkörnigen, deutlich krystallinischen, bisweilen auch scheinbar dichten, zum Teil fast glasartigen Grundmasse (ein mikroskopisches Aggregat farbloser Feldspatmikrolithen und Magneteisenkörnchen) liegen tafelartige, meist schneeweiße oder grünlich weiße, zwillingsstreifige Oligoklaskrystalle und schwarze Säulen von Hornblende, Körner von Augit, selten Sanidin, nie Quarz ausgeschieden. Daneben treten Magneteisenkörnchen, Magnesiaglimmerblättchen, Apatitsäulchen und Tridymitschüppchen, auch wohl etwas Augit und Titanit, noch seltener Olivin und Hauyn auf. Mittlere chemische Zusammensetzung: Kieselsäure 50,75, — Thonerde 17,25, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 7,57, — Kalk 6,00, — Magnesia 1,30, — Kali 3,10, — Natron 4,00, — Wasser 1,00. — Spezifisches Gewicht = 2,7 bis 2,8. Als Typus der quarzfreien Hornblende-Andesite können die Gesteine der Wolkenburg im Siebengebirge gelten (Wolkenburg-Trachyte). Außerdem treten sie im Siebengebirge noch am Bolvershahn, an den Scheerköpfen, den Breibergen und mehreren anderen Punkten auf; ebenso bei Kehlberg in der Eifel, bei Bannow in Mähren, in Ungarn und Siebenbürgen, in Nevada, Nordamerika.

Propylit ist nach v. Richthofen, Zirkel, Dölter ein den Hornblende-Andesiten nahe verwandtes porphyrisches Hornblende-Plagioklasgestein mit durchaus glasfreier Grundmasse, dessen Eruption derjenigen der Andesite, Trachyte und Rhyolithe vorausging. Nach Becker, Rosenbusch u. A. ist der Propylit ein zersetzter Andesit oder älterer Dioritporphyrit. Nevada, Ungarn.

5. Plagioklas-Augit-Gesteine.

11. **Diabas** (früher Grünstein).

Der Diabas ist ein grob- bis feinkörniges, festes, zähes, grünes oder grünlichgraues Gemenge von Plagioklas und Augit, wozu sich Magneteisen, Titaneisen, Apatit und etwas Orthoklas, ferner in manchen Diabasen Hornblende, Salit, Enstatit, Olivin und Quarz gesellen. Ein chloritisches Mineral sekundärer Entstehung besitzt in den meisten Diabasen eine weite Verbreitung, fehlt aber in anderen. Der Plagioklas der Diabase ist in den körnigen hierher gehörigen Gesteinsvarietäten makroskopisch sichtbar, in den dichten Abarten nur unter dem Mikroskope nachzuweisen. Er bildet meist leisten- oder tafelförmige Individuen mit deutlicher Spaltbarkeit und in frischem, freilich seltenem Zustande mit der für ihre polysynthetische Zusammensetzung charakteristischen Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltungsflächen. Er gehört dem Oligoklas, Labrador und Anorthit an. Bei eintretender Zersetzung verschwindet die Zwillingsstreifung, der Feldspat wird trübe und stellt eine weißliche Masse dar, die sich bei starker Vergrößerung unter dem Polarisationsapparat als ein kurzfaseriges, buntstrahliges, eisblumenähnliches Aggregat erweist. Mit fortschreitender Zersetzung nimmt die Zerklüftung des Plagioklases zu: sie folgt gewöhnlich zuerst der

Zwillingsverwachsung, um sich später von dieser aus seitlich fortzusetzen. Mit ihrem Fortschreiten steht die Ansiedelung der vielfältigen aus der Zersetzung des Augites, der Hornblende und des Magnesiaglimmers hervorgehenden Produkte in engstem Zusammenhang. Der Plagioklas des Diabases (z. T. zu Saussurit verwittert) besitzt weiße, graulich oder grünlich weiße Farben und bildet den vorwaltenden Gemengteil dieses Gesteines. Apatit, Magneteisen und Dampfporen finden sich als mikroskopische Einschlüsse im Feldspat.

Der Augit, der zweite Hauptgemengteil der Diabase, bildet krystallinische, unregelmäßig konturierte Körner, seltener ausgebildete, kurzsäulige Krystallindividuen, und besitzt eine schwarze, bräunliche oder grünliche, im Dünnschliffe eine lichtbräunliche, lichtrötliche oder gelbliche Farbe. Sehr gewöhnlich ist er von sich unregelmäßig verzweigenden Sprüngen durchzogen und mehr oder weniger stark zersetzt. Diese Umwandlung kann bis zur völligen Zerstörung des Augites fortschreiten, an dessen Stelle dann eine lauchgrüne, schuppige oder faserige Substanz, ein wasserhaltiges Magnesia-Eisenoxydulsilikat, ein chloritartiges Mineral, oft mit Calcit und sekundären Eisenerzpartikeln vermischt, getreten ist. Da über die Zugehörigkeit dieses Zersetzungsproduktes zu der einen oder anderen Mineralspezies noch Zweifel herrschen, ist es auch wohl mit dem provisorischen Namen Viridit (Vogelsang) belegt worden. Bisweilen geht aus dem Augit erst faserige Hornblende (Uralit), aus dieser dann Chlorit hervor.

Ein sehr verbreiteter, wenn auch mikroskopischer Gemengteil der Diabase ist der Apatit. In langen, farblosen, hexagonalen Krystallnadeln durchspickt er namentlich die Quarze. Eine zurücktretende Rolle bei der Zusammensetzung der Diabase spielen Magnesiaglimmer, Titaneisen (häufig mit weißlicher Leukoxen-Rinde), Magneteisen, Eisenkies, Eisenglanz, während Kalkspat in den meisten Diabasen als Zersetzungsprodukt ziemlich reichlich vorhanden ist.

Die Mikrostruktur der hierher gehörigen körnigen Gesteine ist eine rein krystallinische; die Modifikationen mit glasartiger oder felsitischer Zwischendrängungsmasse bilden die Gruppe der Diabasporphyrite und Melaphyre. Dahingegen stellt sich in manchen echten Diabasen infolge paralleler Anordnung der Feldspatmikrolithen sehr deutliche Mikrofluktuationsstruktur ein.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der normalen körnigen Diabase ergiebt sich: Kieselsäure 47,56, — Thonerde 16,34 — Eisenoxyduloxyd 12,54, — Kalk 11,22, — Magnesia 6,47, — Kali 0,91, — Natron 3,10, — Wasser 1,80. — Das spezifische Gewicht beträgt etwa 2,9.

Nach der Verschiedenartigkeit ihrer Makrostruktur unterscheidet man folgende Diabas-Varietäten:

Körnigen Diabas, ein granitisches Gemenge von deutlich erkenn-

baren Individuen (bei Ilmenau im Thüringer Walde, bei Clausthal im Harze, bei Dillenburg in Nassau).

Diabasaphanit, das Korn der Gemengteile ist zur äußersten Feinheit herabgesunken, so dass das Gestein dicht erscheint, mikroskopisch jedoch immer noch ein feinkörniges Gemenge darstellt. Seine Farbe ist grün und wird durch hohen Chloritgehalt bedingt. Ebenso wie von Chlorit ist der Diabasaphanit stark von Karbonaten imprägniert, beide werden durch Salzsäure zersetzt (Rübeland, Elbingerode im Harz, Lichtenberg im Fichtelgebirge). Besonders chloritreiche Aphanite nehmen nicht selten schieferige Struktur an (Diabasschiefer).

Diabasporphyr, in feinkörniger bis aphanitischer, unrein graugrüner Diabasgrundmasse liegen einzelne größere Individuen der den Diabas zusammensetzenden Mineralien ausgeschieden. Sind dies neben vereinzelten Augiten vorwiegend Labradorkrystalle, so bezeichnet man das Gestein wohl auch als Labradorporphyr (porfido verde antico), findet das umgekehrte Verhältnis statt, sind also vorzugsweise Augite ausgeschieden, als Augitporphyr. Diese Gesteine vermitteln bei Feinerwerden der Grundmasse Übergänge zu Diabasporphyrit und Melaphyr. Die Diabasporphyre der Umgebung der Capstadt enthalten bereits etwas glasige Basis.

Variolit (Perldiabas) enthält in einer durchaus dichten, meist dunkelgrünen Grundmasse zahlreiche bis erbsengroße, felsitisch dichte, weiße bis graulichweiße oder schwach violett gefärbte Kügelchen (Variolen) ausgeschieden, welche mit der Grundmasse innig verwachsen, indess härter als diese sind und daher bei der Verwitterung höckerig aus derselben hervorragen. Dass die Variolite Strukturformen der Diabase sind, wird bewiesen durch deren innigen geologischen Verband, sowie durch die mikroskopische Untersuchung. Hiernach besteht die Grundmasse der Variolite z. T. aus einem überaus feinkörnig-krystallinen Aggregat von farblosen Plagioklasleistchen, Hornblendenädelchen, Augitkryställchen und Titaneisenlamellen; an anderen Stellen sinken diese Bestandteile zu winzigsten, kaum noch bestimmbaren Mikrolithen herab, zwischen welchen endlich eine, wie es scheint glasige, mit Körnchen und Nädelchen erfüllte Basis mehr oder weniger zur Geltung kommt. Eine entsprechende Abstufung in der krystallinen Entwickelung zeigen auch die kugeligen Konkretionen (Variolen) der verschiedenen Vorkommnisse. Sie stellen mehr oder minder vollkommen radialstrahlige, oft verzerrte Aggregate dar, welche in dieser ihrer Struktur z. T. den echten Sphärolithen, z. T. den Felso- und Granosphäriten der Quarzporphyre entsprechen, und bisweilen bald in zentraler Anhäufung, bald in radialer Gruppierung Plagioklasleistchen, Augit- und Hornblendenädelchen und Ilmenitlamellen enthalten. Die bekanntesten Variolitvorkommnisse sind die von Berneck (Fichtelgebirge), Schönfeld (Vogtland), des Gouv. Olonez und der Durance.

Kalkaphanit, eine aphanitische, chloritreiche Diabasmasse mit runden Kalkspatkügelchen, welche oft so dicht nebeneinander auftreten, dass das diabasische Cement fast verschwindet und Kugel an Kugel gedrängt liegt. Dieses Gestein nimmt zuweilen schieferige Struktur an und wird dann als Kalkaphanitschiefer bezeichnet.

Diabasmandelstein, eine aphanitische Diabasgrundmasse, welche Mandeln von Kalkspat, also durch Infiltration ausgefüllte Blasenräume enthält (Nassau, Gegend von Hof).

Die sämtlichen, oben charakterisierten Varietäten sind durch Übergänge eng verknüpft. Durch Veränderung der Korngröße, durch das Auftreten porphyrischer Ausscheidungen oder mandelartiger Sekretionen, durch Annahme schieferiger Struktur wechselt der Gesteinscharakter des diabasischen Mineralgemenges in kurzen Zwischenräumen vollkommen (so namentlich in Nassau). Die Diabase treten gangförmig (Lausitz, Fichtelgebirge) oder lagerartig zwischen paläozoischen Thonschiefern, Grauwacken, Kalksteinen und Kieselschiefern auf. Sie haben sich deckenartig auf dem einstigen Meeresboden ausgebreitet und sind darauf selbst von sedimentärem Materiale bedeckt worden, mit welchem eine petrographische Verknüpfung durch mit den Diabaseruptionen verbundene Tuffbildungen hergestellt wurde. In Deutschland sind die Diabase vorzugsweise in den Lahngegenden Nassaus, in Westfalen, im Harze, in der Nähe von Freiberg, im Vogtlande und im Fichtelgebirge entwickelt. Auswärts erreichen sie im Silurbecken von Kristiania, namentlich aber in Südafrika (Riffe der Congo-Fälle) große Ausdehnung.

Bei der Zusammensetzung einiger dieser Diabase beteiligt sich Quarz in zuweilen solcher Reichlichkeit, dass er nach der Zahl der Individuen den Oligoklas fast erreicht, ja sogar übertrifft (Kelterhaus bei Ehrenbreitstein, Insel Arran) und dadurch zum wesentlichen Gemengteil wird. Er ist reich an Flüssigkeitseinschlüssen und mikroskopischen Apatiten. Mit diesem jedenfalls ursprünglichen Quarze darf der durch Zersetzung anderer Diabas-Gemengteile entstandene, also sekundäre Quarz nicht verwechselt werden. Jedoch ist die Verbreitung des Quarzes in den Diabasen und überhaupt in den Plagioklas-Augitgesteinen eine so lokale und wechselnde, dass man dieselben nicht nach dem Fehlen oder Vorhandensein des Quarzes in Unterabteilungen bringen kann.

Dahingegen gewinnt an Stelle des Quarzes der Olivin eine klassifikatorische Bedeutung. Danach zerfallen die Diabase in eigentliche Diabase und Olivindiabase, die jedoch nicht scharf geschieden sind. Die Olivindiabase erlangen nicht so große Verbreitung wie die eigentlichen; zu ersteren gehören z. B. diejenigen der Dill- und Lahngegend, einige schottische und südgrönländische Diabase, sowie derjenige von Kinnekulle. Auch die echten Rhombenporphyre sind porphyrische Modifikationen der Oli-

vindiabase. Die eigentlichen Diabase sind in Sachsen, Thüringen, Fichtelgebirge, Harz weit verbreitet.

Als besondere Diabasvarietäten sind noch anzuführen:

1) Proterobas (hornblendeführender Diabas) mit grüner oder brauner Hornblende, rötlich braunem Augit, Plagioklas, Chlorit, Titaneisen, meist auch Magnesiaglimmer, zuweilen Titanit. Hierher gehört auch der grobkörnige Diabas vom Monzoni, der quarzhaltige Diabas von Neustadt bei Stolpen, sowie der die ältere Kreide Österr. Schlesiens an zahlreichen Punkten durchsetzende Teschenit, welcher Analcim, Natrolith und Apophyllit als Neubildungsprodukte auf Drusenräumen führt (Rohrbach).

2) Leukophyr, hellfarbig mit saussuritartigem Plagioklas, wenig blassgrünem Augit, Chlorit in Menge und Titaneisen.

3) Salit-Diabas mit gewöhnlichem Augit und farblosem Salit.

Die Ophite der Pyrenäen sind mesozoische Eruptivgesteine vom Habitus olivinfreier Diabase und bestehen aus Augit, Diallag, Diallaguralit, Plagioklas, Viridit, Epidot und Titaneisen; accessorisch sind: Pyrit, Hämatit, Apatit, Hornblende, Quarz, Biotit, Calcit.

Den Olivindiabasen schließen sich die Paläopikrite Gümbel's an. Dieselben haben in frischem Zustande vorwiegend aus Olivin und Augit mit Magnetit und Titaneisen bestanden, zu denen sich in meist sehr geringer Menge brauner Biotit, Hornblende und Apatit gesellt. Olivin und Augit sind jetzt überall zum größten Teile in serpentinöse und chloritische Substanzen umgewandelt (Fichtelgebirge, Vogtland, rechtsrhein. Übergangsgebirge).

12. Melaphyr und Diabasporphyrit.

Als Melaphyr sind dichte, sehr häufig mandelsteinartig ausgebildete Gemenge von Plagioklas, zuweilen auch Orthoklas, sowie von Augit und Olivin nebst titanhaltigem Magneteisenstein und Apatit bezeichnet worden. Der Melaphyr stellt die porphyrische Form der Olivindiabase vor, während die entsprechende olivinfreie Ausbildung als Diabasporphyrit bezeichnet wird. Die Melaphyrmasse ist in frischem Zustande dicht, zäh und hart, sie ist schwarz, grünlich, rötlich, bräunlich oder blauschwarz gefärbt. ihr Bruch ist uneben, schwach muschelig, ihre Härte die des Feldspates oder geringer, ihr spezifisches Gewicht durchschnittlich 2,69, — bei eintretender Verwitterung nimmt sie erdiges Gefüge und ihre Oberfläche eine anfänglich grüne, später ockerbraune Färbung an, riecht thonig und braust mit Säuren, enthält also durch Zersetzung von Silikaten entstandene Karbonate. Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Ilfelder, schlesischen und thüringischen Melaphyre ergab sich: Kieselsäure 56,80, — Thonerde 17,81, — Eisenoxydul 6,60, — Kalkerde 7,01, — Magnesia 3,01, — Kali 2,12, — Natron 2,59, — Wasser 1,92, — Kohlensäure, Phosphorsäure und Titansäure 1,00.

Bei mikroskopischer Untersuchung ergiebt es sich, dass die Grundmasse des Melaphyrs nur zum Teil krystallinisch ausgebildet ist, zum Teil aber aus mikrofelsitischer oder glasiger Substanz besteht, welche sich zwi-

schen die einzelnen größeren Krystalle drängt. Diese Basis ist in den Melaphyren je nach den verschiedenen Fundpunkten mehr oder weniger reichlich in frischem Zustande vorhanden, oder bildet infolge der Verwitterung eine fast impellucide, meist schmutzig grüne Substanz, deren Struktur nur in wenig Fällen deutlich zu erkennen ist. Die Mikrolithe, welche in der glasigen Grundmasse oft dicht aneinander gedrängt liegen, sind teils schwarze Körnchen, teils regellos zerstreute oder büschelig geordnete Nädelchen und Härchen. Die Menge der mehr glasigen oder mehr mikrofelsitischen Basis im Vergleiche mit den krystallinisch ausgebildeten Bestandteilen des Melaphyrs ist außerordentlich verschieden. Zuweilen bildet sie die vorwaltende Masse des Gesteins, oft aber tritt sie nur noch als schmaler Saum der Krystalle auf, ja scheint in manchen Fällen ganz verschwunden zu sein. Mikrofluktuationsstruktur zeigt sich nicht nur durch die stromartige Anordnung der Mikrolithe, sondern auch darin, dass die Feldspat- und Augitkryställchen eine gleiche Richtung und Lage angenommen haben. Aus der beschriebenen Grundmasse treten unter dem Mikroskope hervor: zwillingsstreifige Plagioklase, jedoch auch nach dem Karlsbader Gesetze verwachsene Orthoklase (Manebach, Kirn), schwarze, undurchsichtige Körner von Magneteisen, Olivin in frischem und serpentinartig zersetztem Zustande, einer der wichtigsten Gemengteile der Melaphyre, Augit oft an Menge stark zurücktretend, Apatit in farblosen, hexagonalen Nadeln. Als zufällige Gemengteile der Melaphyre sind Rubellan, Schwefelkies, Eisenglanz, namentlich aber gediegen Kupfer und Silber zu erwähnen (Lake Superior).

Eine sehr charakteristische Eigentümlichkeit der Melaphyre ist ihre große Neigung zur Mandelsteinstruktur. Die Grundmasse der Melaphyrmandelsteine befindet sich gewöhnlich in einem mehr oder weniger zersetzten Zustande, ist meist grünlich schwarz, rötlich braun oder bläulich schwarz gefärbt und umschließt mehr oder weniger zahlreiche Mandeln. Dieselben besitzen eine mandel- oder birnförmige, kugelige oder auch langgezogen wurmförmige, z. T. sich verästelnde Gestalt (z. B. am Lake Superior, in den südafrikanischen Maluti-Bergen) und schwanken in ihren Dimensionen zwischen Hirsekorn- und Kopfgröße. Die ursprünglichen Höhlungen verdanken Gas- und Dampfblasen, welche sich in der zähflüssigen Gesteinsmasse bildeten, ihre Entstehung und wurden später durch Absätze aus infiltrierten Mineralsolutionen ganz oder teilweise ausgefüllt. Die erste Auskleidung der Hohlräume bildet fast immer Delessit, der kleine Mandeln vollständig ausfüllen kann, während dies bei größeren durch Kalkspat, Braunspat, Achat, Jaspis, Chalcedon, Amethyst und Bergkrystall, sowie gediegen Kupfer und Silber (am Lake Superior) geschieht und endlich nicht vollkommen ausgefüllte, sondern nach innen offene Höhlungen von Kalkspat, Quarz, Datolith, Prehnit und Epidotkrystallen ausgekleidet werden.

Die Lagerungsformen der Melaphyre sind Gänge und Kuppen, namentlich aber plattenförmige Lager von oft kolossalen Dimensionen, zwischen den Schichten der Steinkohlenformation, vorzugsweise aber des Rotliegenden, in deren Ablagerungszeit die Eruptionen des Melaphyrs fallen. In Deutschland besitzen die Melaphyre in Schlesien bei Löwenberg und Landshut, in Thüringen bei Ilmenau, am südlichen Harze bei Ilfeld, im Zwickauer Kohlenbassin bei Planitz, in der Nahegegend bei Oberstein, ferner in Südtirol eine große Verbreitung, jedoch muss bei sehr vielen als Melaphyre angeführten Gesteinen noch eine genaue chemische und mineralogische Untersuchung feststellen, ob sie in der That hierher zu rechnen sind.

Die Diabasporphyrite unterscheiden sich von den Melaphyren nur durch das Fehlen des Olivines, stimmen aber sonst in allen Punkten mit denselben überein.

Der Palatinit ist ein enstatitführender Diabasporphyrit. Er ist ein feinkörniges bis dichtes, bräunlichgraues bis schwarzes, im Äußeren melaphyr-, basalt- oder pechsteinähnliches Gestein, ist ein Aggregat von bis zu mikroskopischer Kleinheit herabsinkenden Individuen von Plagioklas, Diallag (? oder Augit), Enstatit, Titan- und Magneteisen nebst Apatit, zu denen sich z. T. sogar vorwaltende glasige Substanz gesellt. Die Eruption des Palatinites fällt in das Rotliegende, seine geographische Verbreitung in das Saar-Nahe-Gebiet. Hier erscheint er mittel- bis feinkörnig bei Norheim, dicht wie Basalt bei Heimbach, porphyr- und mandelsteinartig bei Oberstein.

Den Felsitpechsteinen entsprechende, vorwiegend glasige Ausbildungsformen der älteren Plagioklas-Augitgesteine sind bekannt von St. Wendel, Dalekarlien, Södermanland, und bei Stockholm (sog. Wichtisit, Sordawalit).

43. Augit-Andesit.

Der Augit-Andesit ist im wesentlichen eine Mineralkombination von Augit und Plagioklas. Die Augit-Andesite haben eine Grundmasse von graulichweißer oder rötlicher Farbe, bestehend aus Plagioklas und Sanidin, Augit und Hornblende, sowie Magneteisen, ferner einer z. T. entglasten Basis. In dieser Grundmasse sind Krystalle oder krystallinische Körner von Plagioklas und Augit, ersterer in dünnen, locker aneinander gefügten Blättchen, letzterer in scharf ausgebildeten, glänzenden, zum Teil säulenförmigen Krystallindividuen, daneben auch solche von Sanidin und Hornblende eingewachsen. Außerdem stellen sich Magneteisenerz und Magnesiaglimmer, sowie auch wohl Quarz als zufällige Gemengteile ein. Mittlere chemische Zusammensetzung: Kieselsäure 57,15, — Thonerde 16,10, — Eisenoxydul und Eisenoxyd 8,5, — Kalk 5,75, — Magnesia 2,21, — Kali 1,81, — Natron 3,88, — mittleres spezifisches Gewicht = 2,84. Die Augit-Andesite besitzen demnach einen etwas geringeren Kieselsäuregehalt und ein etwas größeres spezifisches Gewicht als die Hornblende-Andesite; dahingegen enthalten sie

mehr Kieseläure als die Basalte. Sie sind namentlich unter den Eruptivgesteinen des ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirges und Nevadas, sowie unter den Laven des südwestlichen Islands, von Teneriffa, den Andes, Nord-Neu-Seeland und Java vertreten. Hierher gehören auch die Laven von Santorin mit in großer Zahl ausgeschiedenen Plagioklasen, lokal mit bimssteinartigen Modifikationen verknüpft.

In den, wie es scheint, weit verbreiteten Hypersthen-Andesiten wird der Augit durch Hypersthen vertreten (Pacifische Küste Amerikas, Sundagebiet, Japan).

Was die Lagerungsform der Augit- und Hornblende-Andesite betrifft, so bilden diese Gesteine in der Regel isolierte, kegelförmige oder domförmige Kuppen, welche gewöhnlich reihenförmig geordnet sind. Diese Lagerungsweise setzt gangartige Durchbrüche voraus, welche auch häufig zu beobachten sind. Die Andesit-Laven haben sich stromartig ergossen und zum Teil deckenartig ausgebreitet.

44. Plagioklas-Dolerit, Anamesit und Plagioklas-Basalt.

Eine große Anzahl schwarzer, wie man annahm, stets labradorführender, basischer, homogen erscheinender Gesteine, jung eruptiven Ursprunges, wurden als **Basalt** bezeichnet. Es hat sich jedoch aus Zirkel's Untersuchungen über die Basaltgesteine herausgestellt, 1) dass zahlreiche Basalte gar keinen Feldspatgemengteil, sondern an dessen Stelle Leucit oder Nephelin aufzuweisen haben; 2) dass die Basalte aphanitische Erstarrungsmodifikationen der grobkörnigen und feinkörnigen Dolerite und Anamesite sind, zu welchen sie sich verhalten wie die Diabas-Aphanite zu dem körnigen Diabas, also ebensowenig wie diese eine selbständige Gesteinsspezies repräsentieren. Dolerit, Anamesit und Basalt bezeichnen sonach lediglich Strukturmodifikationen eines Gemenges von Plagioklas, Augit und Olivin, denen sich Magnet- und Titaneisen, vereinzelt Glimmer oder Hornblende, selten Sanidin oder Nephelin zugesellen. Die olivinfreien jüngeren Plagioklas-Augit-Gesteine hingegen schließen sich den Augit-Andesiten an.

Der Dolerit ist ein grob- oder mittelkörniges Gemenge von triklinem Feldspate und Augit, nebst Olivin, Apatit und titanhaltigem Magneteisen. Der Plagioklas waltet meist vor den übrigen Bestandteilen stark vor und tritt in weißen oder lichtgrauen glänzenden Täfelchen, der Augit in kurzen Säulchen von schwarzer oder dunkelgrüner Farbe, der Olivin in Körnern auf. Das Magneteisen erscheint meist staubförmig im Gemenge verteilt, seltener in sichtbaren Oktaëdern und Körnern. Zu den ausgezeichnetsten Doleritvorkommen sind die des Meißners in Hessen, der Löwenburg im Siebengebirge, ferner auf Island (ganze Lavaströme bildend) und Schottland, sowie auf den Faröer zu zählen.

Der Anamesit ist ein Aggregat von Gesteinselementen des Plagio-

klas-Basaltes von feinkörniger Zusammensetzung. Die Anamesite sind namentlich in Irland, Schottland und Island verbreitet. In Deutschland tritt er z. B. bein Steinheim unweit Hanau und auf der Wilhelmshöhe bei Kassel auf.

Der Plagioklas-Basalt ist ein schwarzes, scheinbar dichtes Gestein mit mattem, splitterigem, im großen flach muscheligem Bruche. Anscheinend vollkommen homogen erweist es sich, ganz abgesehen von mit unbewaffnetem Auge sichtbaren porphyrischen Ausscheidungen, bei starker mikroskopischer Vergrößerung der Dünnschliffe aus zweifachem Materiale zusammengesetzt, einerseits aus mikroskopischen Mineralindividuen von Plagioklas, Augit, Olivin und titanhaltigem oder reinem Magneteisen, sowie etwas Nephelin, andererseits aus einer glasigen Basis, welche die Zwischenräume zwischen den individualisierten Gemengteilen ausfüllt. Die Menge dieser amorphen Zwischenmasse schwankt in ihrem Verhältnisse zu den krystallinischen Ausscheidungen sehr bedeutend. Zuweilen tritt sie so zurück, dass Dünnschliffe des Basaltgesteines als krystallinische Mineralaggregate erscheinen, zwischen deren Strahlen, Säulchen und Körnchen nur ein Hauch von Grundmasse eingeschlossen ist, — oder sie nimmt zwar an Menge zu, bleibt aber untergeordnet und ist zwischen die Mineralausscheidungen zwischengedrängt, — endlich kann sie zum vorwaltenden Bestandteile der Basalte werden; dann liegen die Krystallausscheidungen isoliert in derselben eingebettet und zeigen dann nicht selten Fluidalstruktur.

Das mikrokrystallinische Gesteinsmaterial der Feldspat-Basalte besteht aus vorwaltenden Plagioklaskrystallen, — Augiten, von welchen die größeren gewöhnlich durch Glaseinschlüsse und Magneteisenkörner verunreinigt sind, — Olivin von grünlichgrauer Färbung, in sehr dünnen Schliffen ganz farblos, — Magnet- und Titaneisen in schwarzen Körnern, — zuweilen auch Nephelin in farblosen, ungestreiften Rechtecken, — Apatit in langen, farblosen Nadeln, sehr selten Leucit und Glimmer.

Aus der beschriebenen, gleichartig scheinenden basaltischen Gesteinsmasse treten bisweilen porphyrisch eingesprengte größere Körner und Krystalle von Plagioklas, Augit, Olivin und Magneteisenerz hervor. Unter diesen ist der Olivin höchst charakteristisch, er bildet glasglänzende, ölgrüne, meist tropfenähnliche Körner und bis über kopfgroße rundliche, körnige Knollen, welche oft auch noch Augit, rhombische Pyroxene und Picotit enthalten. Der Olivin kommt zuweilen in solcher Menge im Feldspatbasalte vor, dass er die eigentliche Basaltmasse stark zurückdrängt. Hornblende zum Teil in zollgroßen Krystallen und kenntlich an ihren stark glänzenden Spaltungsflächen ist als zufälliger Gemengteil nicht selten. Die hornblendereichen Basalte der Rhön, des Westerwaldes, Taunus, der Eifel, Böhmens werden als Hornblende-Plagioklas-Basalt bezeichnet.

Andere (so auf den Faröer) führen einen diallagartigen Augit, entsprechen also dem Gabbro.

In einem Basalte an der Südküste der grönländischen Insel Disco kommt metallisches Eisen verwachsen mit Kohlenstoffeisen teils in Form kleiner Körner oder Kugeln, teils in größeren linsen- oder plattenförmigen Partien vor. Eisenblöcke, welche in der Nähe dieses Basaltes frei umher lagen und von Nordenskjöld 1870 entdeckt wurden, wogen bis 50 000 Pfund.

Innerhalb des dichten Feldspatbasaltes finden sich nicht selten blasenförmige Hohlräume, welche zum Teil von den verschiedenartigsten Mineralien, Silikaten sowie Karbonaten, ausgefüllt oder ausgekleidet sind, so vorzugsweise von Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Kalkspat, Aragonit, endlich Quarz, Chalcedon, Hyalith (= Basaltmandelsteine).

Als mittlere chemische Zusammensetzung des Plagioklas-Basaltes ergiebt sich: Kieselsäure 43,00, — Thonerde 14,00, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 15,30, — Kalkerde 12,10, — Magnesia 9,10, — Kali 1,30, — Natron 3,87, — Wasser 1,80. — Spezifisches Gewicht = 2,9—3,1.

Die meisten Plagioklas-Basalte brausen, wenn man sie mit Säure betupft, enthalten also Karbonate, welche aus der Zersetzung der Silikate durch die Atmosphärilien hervorgegangen sind. (Vgl. chemische Thätigkeit des Wassers § 3 sub 4).

In engster Verbindung mit den beschriebenen Plagioklas-Basalten stehen zahlreiche **basaltische Laven.** In petrographischer Beziehung stimmen beide zum Teil so vollkommen überein, dass nur der erweisliche Zusammenhang mit einem Vulkane als entscheidend für die eigentliche Lavanatur gelten kann. Die Basaltlaven besitzen an der Oberfläche der Ströme fast durchgängig eine schlackige, poröse Ausbildungsweise, während die inneren Teile der Ströme eine völlig kompakte, steinartige Beschaffenheit zeigen.

Der Plagioklas-Basalt tritt in Kuppen, Gängen, Strömen und Decken auf. Letztere sind zuweilen in vielfacher Wiederholung übereinander gelagert und bilden dann förmliche horizontale Banksysteme. Es ist dies namentlich in Island und auf den schottischen Inseln der Fall. An sehr vielen Punkten seines Vorkommens besitzt der Basalt eine ausgezeichnet regelmäßige, säulenförmige oder kugelige Absonderung.

Die Eruptionen der Plagioklas-Basalte fallen ihrer Mehrzahl nach in die Tertiärzeit, dauern aber auch in der Jetztzeit noch fort. Sie haben die weiteste Verbreitung von allen basaltischen Gesteinen. Zu ihnen gehören die meisten Basaltdurchbrüche der Rheinlande (z. B. Weilberg, Ölberg im Siebengebirge, Kasseler Ley, Unkel, Leiberg, Minderberg, — Landskron, Nürburg in der Eifel), sowie Hessens (Stillberg, Bausberg im Habichts-

walde), ferner viele böhmische (z. B. Böhmisch Leipa, Walsch) und solche Schonens, endlich alle Basalte Schottlands und der Hebriden, sowie des westlichen Nordamerikas. Von hierher gehörigen Laven sind die des Ätna und die Basaltlaven der Auvergne zu erwähnen.

Gläser. Gleich den sauren jüngeren Eruptivgesteinen (Lipariten, Trachyten etc.) sind auch die basischen Gesteine, die Augitandesite und Basalte, glasiger Ausbildung fähig. Die Basaltgläser sind teils wasserreich (Hydrotachylyt, Palagonit), teils wasserarm (Tachylyt und Hyalomelan), entsprechen somit vollständig den Pechsteinen und Obsidianen der sauren Gläser und besitzen auch ihre bimssteinähnlichen Modifikationen. Recht typisch sind derartige Gesteine auf Hawaii und einigen anderen Inseln des großen Ozeans vertreten. Die Gläser sind bald vollkommen kompakt, bald blasig, bald durch Olivin-, Augit- und Plagioklas-Einsprenglinge porphyrisch. Die Bimssteine sind zum Teil schaumig, zum Teil haarförmig (Pélé's Haar) mit langgezogen zylindrischen Gasporen.

6) Diallag oder Hypersthen führende Plagioklasgesteine.

45. **Gabbro.**

Der Gabbro ist ein granitisch körniges Aggregat von Plagioklas und Diallag, unterscheidet sich also vom Diabas hauptsächlich nur dadurch, dass der Augit durch Diallag vertreten ist. Bei der nahen Verwandtschaft beider Mineralien ergiebt sich hieraus, dass Gabbro und Diabas einander sehr nahestehende Gesteine sind. Der Feldspat des Gabbros ist meist ein sehr basischer Labrador oder Anorthit, welche durch konzentrierte Salz- oder Schwefelsäure zersetzt werden. Der Labrador bildet mehr oder minder große, glänzende Individuen von weißlich grauer, bläulich violetter Farbe, ist reich an Flüssigkeitseinschlüssen, meist aber ist er angefüllt von mikroskopischen schwaren Härchen, punktförmigen Körnchen und abgerundet sechsseitigen Lamellen, welche seine trübe Färbung bedingen. Gleiches gilt zuweilen vom Anorthit. Der Saussurit, welcher aus der Verwitterung des Feldspates hervorgeht, ist dicht, matt weiß oder grünlich, oder bläulichweiß, besteht aus farblosen oder blassgrünen Mikrolithen nebst einer farblosen, aus lauter Körnern zusammengesetzten Grundmasse, und ist mit dem Labrador durch Übergänge verbunden, aus welchem er hervorgegangen zu sein scheint. Der Diallag ist grau bis schmutzig ölgrün oder bräunlich, nach der Richtung des Orthopinakoides höchst vollkommen spaltbar, auf welchen Spaltungsflächen er metallartigen, schillernden Perlmutterglanz besitzt. Seine Individuen sind oft mehrere Zoll groß und werden nicht selten an ihren Rändern von einer grünlichen Hornblenderinde dergestalt umfasst, dass die Hauptachsen und Spaltungsflächen beider Mineralien parallele Lagen besitzen. Diese Umsäumung des Diallages durch Hornblende ist namentlich deutlich in Dünnschliffen zu beobachten und

beruht auf einer Umbildung des ersteren in letztere (Uralitisierung). Das Mikroskop zeigt, dass der Gabbro-Diallag oft vollkommen von dunkelbraunen oder schwarzen Mikro-Lamellen angefüllt ist, welche mit ihren breiten Flächen parallel dem Ortho- und Klinopinakoid gelagert sind. Der Smaragdit erscheint in grasgrünen, perlmutterglänzenden Individuen und dürfte aus dem Diallag hervorgegangen sein. Der Diallag ist nicht selten mit rhombischem Pyroxen (Enstatit, Hypersthen) parallel verwachsen.

Ein häufiger accessorischer Gemengteil des Gabbros ist der Olivin Derselbe bildet schmutzig dunkelgrüne Körnchen, überwiegt bei manchen Gabbros an Menge selbst die Diallage, tritt aber erst im Dünnschliffe deutlich hervor. Ganz eigentümlich für die Gabbro-Olivine im Gegensatze zu den Basalt-Olivinen scheint ihr außerordentlicher Reichtum an Mikrolithen zu sein, welche hakenförmig gebogen und dann zu Sternen angeordnet sind. Die olivinreichen Gabbros werden als Olivingabbros bezeichnet (Volpersdorf, Veltlin, schottische Inseln Mull und Skye, Ödegarden in Norwegen).

Die Gemengteile des Gabbros sind zu einem rein granitisch körnigen Aggregate regellos verwachsen; auch bei mikroskopischen Untersuchungen zeigt sich keine amorphe Basis zwischen den Mineralindividuen, vielmehr ist auch die Mikrostruktur eine granitische.

Als typisches Beispiel für die chemische Zusammensetzung normaler Gabbrogesteine mag die Analyse eines solchen aus dem Radauthale im Harze angeführt werden: Kieselsäure 53,65, — Thonerde 20,77, — Eisenoxyd 0,98, — Eisenoxydul 7,61, — Kalk 9,16, — Magnesia 1,57, — Kali 1,61, — Natron 3,33, — Glühverlust 1,33.

Von zufälligen Gemengteilen sind neben Olivin bemerkenswert: Talk, Glimmer, Hornblende, Granat, Serpentin, Magnetkies, Schwefelkies, Magneteisen. Der Gabbro ist meistens ein massiges, polyëdrisch abgesondertes Gestein, welches in mächtigen Stöcken zwischen Graniten, Gneißen und Glimmerschiefern, sowie in paläozoischen Grauwacken und Thonschiefern, in Oberitalien, auf Elba und der Insel Mull jedoch auch zwischen tertiären Schichten aufsetzt. Sehr häufig ist der Gabbro mit Serpentin vergesellschaftet. Bekannte Gabbrovorkommen sind die des Zobten, die von Neurode und Ebersdorf in Schlesien, des Radauthales im Harze, bei Dillenburg in Nassau, bei Rosswein und Penig im sächsischen Granulitgebiete (hier ebenso wie in Norwegen u. a. O. als Flasergabbro, also als Glied der archäischen Schichtenreihe), bei Volpersdorf in der Grafschaft Glatz.

Der **Forellenstein**, ein diallagarmer bis -freier Olivingabbro, besteht aus einem Aggregat von Plagioklas, und zwar wohl meist Anorthit und größtenteils zu Serpentin verwandeltem Olivin. Der Anorthit ist graulichweiß, teils bildet er krystallinische Partieen, teils dichte matte Massen. Der Serpentin liegt in unregelmäßigen dunkelen Flecken zwischen dem Feldspatgemengteil. Unter dem Mikroskope erkennt man, dass anscheinend ganz

aus Serpentin bestehende Körner zuweilen noch einen Kern von Olivin besitzen, der jedoch bereits von Serpentinäderchen durchschwärmt wird. Auch in den zum Teil bereits ziemlich stark zersetzten Feldspat ziehen sich Serpentinadern hinein.

Vorkommen: Volpersdorf, Harzburg, Drammen.

46. Norit (Hypersthenit und Schillerfels).

Als Norite bezeichnet man körnige Plagioklas-, Enstatit- oder Hypersthen-Gesteine, welche entweder olivinführend, oder aber olivinfrei sind. Zu ihnen gehört der Hypersthenit und der Schillerfels.

Der Hypersthenit ist ein fein- bis grobkörniges Gemenge von Labrador und Hypersthen. Der Labrador herrscht gewöhnlich vor und ist in der Regel weißlichgrau, bisweilen auch grünlich, gelblich oder bläulichgrau gefärbt. Der Hypersthen ist schwärzlichbraun oder grünlichschwarz und besitzt meistenteils auf den Hauptspaltungsflächen seiner oft großblätterigen Individuen einen kupferroten Schiller und metallartigen Glanz. Dieser wird durch Interponierung einer enormen Anzahl von unter sich und der brachydiagonalen Spaltungsrichtung parallel gelagerten, fast undurchsichtigen, gelblich- bis rotbraunen Lamellen (vielleicht von Brookit) verursacht. Bisweilen werden die Individuen des Hypersthenes von grünlichschwarzer Hornblende eingefasst oder sind mit solcher verwachsen.

Chemische Zusammensetzung eines typischen Hypersthenites: Kieselsäure 49,90, — Thonerde 16,04, — Eisenoxyd 7,81, — Kalkerde 14,48, — Magnesia 10,08, — Kali 0,55, — Natron 1,68, — Wasser 1,46.

Als zufällige Gemengteile sind zu nennen: Schwefelkies, Magneteisenerz, Titaneisenerz in zahlreichen Einsprenglingen, Granat, Glimmer und Apatit in einzelnen Krystallen. Die Hypersthenite sind granitisch-körnige, massige, stets ungeschichtete Gesteine, welche gang-, lager- oder stockförmig auftreten, aber nur an wenigen Punkten bekannt sind. Ihre Eruptionen gehören den älteren paläozoischen Perioden an. Die wenigen bekannten Fundorte des Hypersthenites sind: Igalliko in Grönland, Farsund in Norwegen, Paulsinsel an der Küste von Labrador.

Der Schillerfels ist ursprünglich zusammengesetzt aus Anorthit und einem rhombischen Augite, dem Enstatit (Protobastit), zu welchen sich als Produkte der fortschreitenden Umwandlung des letzteren durch Wasseraufnahme noch Schillerspat (Bastit), sowie Serpentin und Chrom- oder Magneteisenerz gesellen. Der Anorthit ist grau, dicht, saussuritartig, der Enstatit oder Protobastit durchscheinend, hellbräunlich bis grünlichgelb mit starkem Perlmutterglanze auf den Spaltungsflächen, während der Schillerspat (Bastit), wie gesagt ein Umwandlungsprodukt des Protobastites, stark metallischen Perlmutterglanz besitzt, grün, messinggelb oder braun gefärbt, förmlich von Serpentinkörnern durchspickt und deshalb auf den Flächen seines Blätterdurchganges mit dunkelen, matten Flecken ge-

sprenkelt ist. Das Mischungsverhältnis dieser Gemengteile schwankt sehr bedeutend, so dass Anorthit und Protobastit abwechselnd sich gegenseitig vollständig verdrängen können, wodurch sich das Gestein einem einfachen nähert.

Chemische Zusammensetzung eines typischen Protobastitfels vom Radauberge bei Harzburg: Kieselsäure 49,23, — Thonerde 25,15, — Eisenoxyd 1,30, — Chromoxyd 0,03, — Eisenoxydul 3,29, — Manganoxydul 0,34, — Kalk 12,57, — Magnesia 8,92, — Kali und Natron 0,99 — Wasser 0,64.

Vorkommen: am Radauberge bei Harzburg, bei Schriesheim an der Bergstraße.

Noritpechstein, eine glasreiche Modifikation der Norite, besteht aus braunschwarzer, pechglänzender Grundmasse mit porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklas, Enstatit, sowie monoklinem Pyroxen. Cheviot Hills.

7) Nephelingesteine.

48. **Nephelindolerit** und **Nephelinbasalt.**

Hierher gehören die jungeruptiven, grob- bis feinkörnigen oder vollkommen dichten Gesteine, welche wesentlich aus Nephelin und Augit nebst Magnetit, Titaneisen und Apatit bestehen. Die grobkörnige Ausbildung dieser Mineralkombination ist der Nephelindolerit, die dichte der Nephelinbasalt.

Der Nephelindolerit ist ein krystallinisch körniges Aggregat von Nephelin, Augit und etwas Magneteisen. Der grünliche, graue oder gelbliche Nephelin ist meist in krystallinischen Körnern, bisweilen in deutlich hexagonalen Säulen ausgebildet und an seinem muscheligen Bruche, seinem Fettglanze und seiner Zersetzbarkeit in Salzsäure zu erkennen. Der Augit ist schwarz und gewöhnlich in Krystallen ausgebildet. Das Magneteisen erscheint in sehr feinen bis erbsengroßen Körnern oder Oktaëdern, der Apatit in dünnen Säulen und Nadeln. Das Gestein ist teils grobkörnig, teils feiner körnig und zeigt bald den Nephelin, bald den Augit als vorwaltenden Bestandteil. Von zufälligen Gemengteilen kennt man Olivin, Titanit, Nosean, in seltenen Fällen Sanidin. Der typische Nephelindolerit ist in Deutschland am Katzenbuckel im Odenwalde, am Löbauer Berge in der Oberlausitz, an der Stopfelskuppe in Thüringen, in Nordböhmen am Podhorn bei Marienbad aufgeschlossen. Am Katzenbuckel treten sowohl förmlich granitartige, wie porphyrartige Varietäten des Nephelindolerites auf. In letzterem Falle wird das Gestein höchst feinkörnig, zeigt bei mikroskopischer Untersuchung ausgezeichnete Mikrofluidalstruktur und umschließt größere Nephelin -und Noseankrystalle. Der Nephelindolerit von Löbau ist zum Teil gleichmäßig körnig aus Nephelin und Augit gebildet und enthält zwischen diesen Körnern eine amorphe graugrüne Substanz, welche bei starker Vergrößerung Mikrofluidalstruktur aufweist. An diese Gesteine reiht sich das verwandte,

aber neben Nephelin und Augit Leucit und Feldspat führende Gestein von Meiches in Hessen.

Der Nephelinbasalt ist eine schwarze, dichte, zähe Gesteinsmasse, welche sich in ihrem Äußeren durch nichts von dem Plagioklasbasalte unterscheiden lässt. Unter dem Mikroskope zerfällt die anscheinend homogene Basaltmasse in ein feinkörniges Aggregat von Nephelin, Augit und Magneteisen, neben welchen sich Olivin, ferner Leucit und Hauyn (Nosean), Perowskit, sowie kleine Blättchen von Magnesiaglimmer und Säulchen von Apatit einstellen können. Glasartige Zwischensubstanz, welche einen so wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Plagioklasbasalte nimmt, spielt bei den Nephelinbasalten eine untergeordnetere Rolle.

Als mittlere chemische Zusammensetzung der Nephelinbasalte ergiebt sich: Kieselsäure 45,52, — Thonerde 16,50, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 11,20, — Kalk 10,62, — Magnesia 4,35, — Kali 1,95, — Natron 5,40, — Wasser 2,68. — Spezifisches Gewicht = 2,9—3,1.

Porphyrisch wird der Nephelinbasalt, wenn aus dem dichten Gemenge einzelne größere Krystalle, namentlich von Augit und Olivin, zuweilen auch große Biotittafeln hervortreten. Auch blasige und mandelsteinartige Varietäten, sowie Nephelin-Basaltlaven kommen vor; letztere namentlich in der Umgebung des Laacher Sees und in der Eifel. Sie zeichnen sich durch ihren Reichtum an Melilith und die beträchtliche Beimengung von Hauyn, sowie durch häufigen Perowskit aus (Lavastrom von Niedermendig, des Bellenberg, Hochsimmer). Vollkommen olivinfreie Nephelinbasalte hat man als Nephelinite abgetrennt.

Die Nephelinbasalte haben eine große Verbreitung und sind z. B. nachgewiesen an der Pflasterkaute (im Thüringer Walde), Kohlbach (bei Bayreuth), Joachimsthal, Spechthausen, Scheibenberg, Cottaer Spitzberg, Landberg (Erzgebirge), Kosapow, Tichlowitz (Böhmisches Mittelgebirge), Kaltennordheim (Rhön), Sinnheim (Baden), Auerbach (Bergstraße), Schonen, Südgrönland u. a. O.; ihre Eruption fällt in die Tertiär- und Posttertiär-Periode; sie bilden Lavaströme, Gänge und isolierte Kuppen.

8) Leucitgesteine.

48. Leucitbasalt.

Der Leucitbasalt ist ein vorwiegend aus Leucit und Augit bestehendes junges Eruptivgestein. Das Mengenverhältnis dieser beiden Hauptbestandteile zu einander ist ein sehr schwankendes, was sich bereits in der Gesteinsfarbe zu erkennen giebt, indem die dunkelgrauen Varietäten zugleich die leucitreichsten sind, in den schwarzen hingegen der Augit vorherrscht. Außer dem nie fehlenden Magnet- und Titaneisen führt der Leucitbasalt ebenso wie der Nephelinbasalt bald spärlich, bald sehr reichlich: Melilith,

Hauyn, Olivin, Glimmer, Perowskit, Melanit, Sanidin, Plagioklas und Nephelin.

Die Korngröße des Gesteines schwankt zwischen mittel- bis feinkörnig und dicht. Es wird porphyrisch durch größere Einsprenglinge von Augit, Leucit, Olivin oder Hauyn. Die Leucite können bis Haselnussgröße erreichen. Solche leucitreiche Gesteine sind besonders an die Vulkane Italiens (Albaner Gebirge, Vesuv) gebunden und wurden früher als Leucitophyre bezeichnet, — ein Name, den man jetzt nur noch auf Leucit-Nephelin-Sanidin-Gesteine anwendet.

Die schwarze, dichte Varietät der Leucitbasalte ist in ihrem Äußeren von dem Plagioklas- und Nephelinbasalt nicht zu unterscheiden. Erst aus der mikroskopischen Untersuchung geht ihre Verschiedenartigkeit hervor. Unter dem Mikroskope erweisen sich diese Gesteine fast durchweg als gleichmäßig feinkörnig ausgebildet, die amorphe Basis, welche bei den Plagioklasbasalten eine so wichtige Rolle spielt, tritt meist sehr zurück, fehlt oft ganz. Die mikrokrystallinischen Gemengteile derartiger Leucitbasalte sind Leucit, Augit, Olivin und Magnetit, wozu sich eine gegen den vorwaltenden Leucit stets zurücktretende Menge von Nephelin gesellt. Die Leucitbasalte sind gewöhnlich vollkommen feldspatfrei, Glimmer tritt in mikroskopischen Blättchen ein, ebenso hier und da Melilith.

In mikroskopisch untersuchten Dünnschliffen tritt der Leucit durch die charakteristische achtseitige Begrenzung seiner Krystalldurchschnitte und die einfache Strahlenbrechung seiner farblosen Substanz hervor, zeichnet sich aber außerdem noch durch die Eigentümlichkeit aus, fremdartige (Augit-) Nädelchen und (Schlacken-) Körnchen in großer Menge zu umhüllen und sie zu zwingen, sich innerhalb seiner Masse zu einem zentralen Häufchen oder in Zonen zu gruppieren, deren Durchschnitt ebenfalls achtseitig oder rundlich ist (siehe Fig. 4 *c*; Fig. 5, 6 und 7, S. 33 und 34).

Über die Lagerungsverhältnisse des Leucitbasaltes gilt dasselbe, was in dieser Beziehung über die Feldspatbasalte gesagt worden ist.

Die Verbreitung der echten Leucitbasalte ist, soweit bis jetzt ermittelt, eine beschränkte. Dieselben sind nachgewiesen in der Eifel, am Laacher See, an der Geisinger Kuppe, am Pöhlberg, Hassberg, Spitzberg, Schmiedeberg (Erzgebirge), bei Tichlowitz, am östlichen Abhange des Milleschauer, bei Rottweil (Kaiserstuhl) u. a. O.

Zu den Leucitbasalten gehören die basaltischen Laven des Albaner Gebirges, der Umgegend des Laacher Sees und zum Teil auch diejenigen der benachbarten vulkanischen Eifel. Ihre Hauptgemengteile sind unzweifelhaft Augit und Leucit, einige derselben zeichnen sich durch einen größeren Gehalt an Melilith, andere durch Beimengungen von Hauyn (früher Hauynophyre genannt) aus. Ersterer bildet nicht nur einen Bestandteil der Grundmasse selbst, sondern ist auch in den Poren und an den Wandungen

der Blasenräume auskrystallisiert (Herchenberg, Hannebacher Ley am Laacher See, Capo di Bove bei Rom).

Die Vesuvlaven schließen sich zwar den Leucitbasalten an, unterscheiden sich aber von ihnen dadurch, dass neben Leucit, Augit, Olivin und Magneteisen Sanidin, Plagioklas und Nephelin als krystallinische, freilich zum Teil mikroskopische Gemengteile, und neben ihnen mehr oder weniger bedeutende Mengen von Glasbasis auftreten. In den Poren der Vesuvlaven finden sich, vermutlich durch sublimierende Gase gebildet, Hornblende, Melanit und Sodalith auskrystallisiert. Über den allgemeinen petrographischen Habitus dieser Laven siehe Petrogen. Geol. § 5.

Leucitfels, ein gelblichgraues Gestein, von felsitischem Ansehen und fein poröser Struktur, welches aus mikroskopischen Leucitkrystallen mit Einschlüssen von Augit, sowie aus makroskopischen bräunlichgelben Glimmertafeln besteht. Wyoming in Nordamerika (Zirkel).

9) Melilithgesteine.

49. Melilithbasalt.

Obschon bereits seit Zirkel's Untersuchungen über die Basaltgesteine die mikroskopische Verbreitung des Melilithes als accessorischer Bestandteil zahlreicher Nephelin- und Leucitbasalte dargethan war, gelang es erst in neuerer Zeit, denselben auch als Hauptbestandteil gewisser Basalte nachzuweisen. In diesen Gesteinen, welche sich von den Nephelin- und Leucitbasalten makroskopisch nicht unterscheiden, spielt nach Stelzner (N. Jahrb. f. Min. Beilageband II. 1882. S. 369) der Melilith dieselbe Rolle, wie der Nephelin in Nephelinbasalten, der Leucit in Leucitbasalten. Der petrographische Charakter der Melilithbasalte ist folgender: Olivin, Melilith und Augit sind die vorwiegenden Gemengteile. Von diesen zeigen Olivin und ein Teil des Augites makroporphyrische, ein Teil des Melilithes mikroporphyrische Entwickelung, während die Hauptmassen des Augites und Melilithes die mikrokrystalline Grundmasse bilden. An der Zusammensetzung der letzteren beteiligen sich außerdem noch in untergeordneter, aber z. T. recht charakteristischer Weise: Nephelin, Glimmer, Magnetit, Perowskit, Chromit (?), spärlich Apatit und zuweilen Hauyn. In chemischer Hinsicht zeichnen sich die Melilithbasalte durch eine ungewöhnlich hohe Basicität, sowie dadurch aus, dass sie bis zu 95% durch Salzsäure zersetzbare Bestandteile enthalten. Der Melilith bildet tetragonale, leistenförmige, bis zu 1,2 mm lange Täfelchen, deren Basisflächen stets, deren Prismenflächen fast nie zu normaler krystallographischer Entwickelung gelangt sind. In frischem Zustande ist der Melilith wasserhell oder schwach gelb gefärbt und durch eine höchst charakteristische feine Streifung und Faserung ausgezeichnet. Die Melilithbasalte erreichen ihre größte Entwickelung in der schwäbischen Alb, und sind außerdem nachgewiesen bei Görlitz, Forsthaus Zeughaus

(Sächs. Schweiz), Devin bei Wartenberg (NO-Böhmen), in Westnorrland, Insel Alnö, Südgrönland (Törnebohm), am Donjo Ngai, Ostafrika (Mügge).

10) Nephelin-Plagioklas- und Leucit-Plagioklasgesteine.

50. Tephrite.

Diese Gesteine bilden eine den Phonolithen parallel laufende Reihe, welche durch die Kombination Nephelin-Leucit-Plagioklas ausgezeichnet ist, während in den Phonolithen orthotomer Feldspat (Sanidin) mit Nephelin bez. Leucit sich verbindet. Zu den erwähnten Hauptbestandteilen Nephelin, Leucit, Plagioklas kommen noch folgende: Augit, Hornblende, Glimmer, Sanidin, Hauyn, Olivin, Apatit, Titanit, Magnetit und Titaneisen. Die Tephrite sind schwarz bis schwärzlichgrau gefärbt, von einer gleichförmig feinkörnigen bis dichten oder durch Auftreten größerer Krystalleinsprenglinge porphyrartigen Struktur. Als solche fungieren hauptsächlich Augit und Plagioklas, bisweilen auch Biotit, selten Olivin. In manchen Tephriten vermag man auch mikroskopisch kleine Hauynkörnchen zu erkennen.

Die Tephrite zerfallen in zwei Hauptabteilungen: Nephelintephrite und Leucittephrite, welche beide durch gleichzeitig Nephelin und Leucit führende Glieder verbunden sind. Die weiteste Verbreitung besitzen die Nephelintephrite (Canarische Inseln, Nordböhmen, Rhön, Schweden), spärlich dagegen sind die Leucittephrite; als typische Vertreter derselben können die italienischen Leucit-Plagioklasgesteine (Rocca monfina, manche Vesuvlaven) gelten.

Der Buchonit ist ein Nephelintephrit mit porphyrischer Hornblende und Glimmer.

Limburgit (Magmabasalt), in einer bald rotbraunen, bald grauen bis farblosen, pechsteinartigen Grundmasse, welche sich unter dem Mikroskope als ein ausgezeichnetes Glas erweist, liegen porphyrartig schwarze Augite und glänzende Olivinkrystalle (Hyalosiderite). Limburg am Kaiserstuhl. Linkes Elbufer des böhmischen Mittelgebirges, Schonen, Palma und Foya (mit Hauyn und Perowskit), z. T. auch reich an Hornblenden.

2. Abteilung. Geschichtete gemengte Gesteine.

51. Gneifs.

Der Gneiß ist ein flaseriges bis schieferiges Aggregat von Orthoklas (und zum Teil Plagioklas), Quarz und Glimmer. Es sind dies die Gemengteile des Granites, so dass sich beide Gesteine nur durch ihre Struktur unterscheiden. Über die Gemengteile des Gneißes gilt daher dasselbe, was über die des Granites sub 27 gesagt wurde. Die Quarze der mikroskopisch untersuchten Gneiße sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen, darunter häufig solche von flüssiger Kohlensäure.

Die Struktur des normalen Gneißes ist zwar vorzugsweise eine flaserige, ist jedoch je nach der Menge des in ihm enthaltenen, die Schieferigkeit und die gesamte Parallelstruktur bedingenden Glimmers vielfachen Modifikationen unterworfen. Nach diesen unterscheidet man:

Gemeinen oder normalen Gneiß, das körnige Gemenge von Feldspat und Quarz bildet lauter einzelne, unregelmäßig linsenförmige Particen, an welche sich dünne Lamellen von Glimmer anschmiegen, so dass sie auf dem Querbruche als wellig gebogene Linien erscheinen, deren Undulationen stellenweise zu gegenseitiger Berührung gelangen, während man auf den Spaltungsflächen nur die Glimmerlagen gewahrt.

Schieferigen Gneiß, der Glimmer bildet zusammenhängende, dünne, parallele, ebenflächige Lamellen, welche die einzelnen Lagen von körniger Feldspat-Quarzmasse trennen.

Granitgneiß, mit nur undeutlich flaseriger, oft so vollkommen körniger Struktur, dass er sich im Handstücke von einem massigen, echten Eruptivgranit nicht unterscheiden lässt.

Lagengneiß, aus abwechselnden glimmerreichen und glimmerarmen Lagen bestehend.

Stengelgneiß, die Gemengteile sind in der Schieferungsebene nach einer Richtung stengelig angeordnet (gestreckt).

Augengneiß, aus dem schieferigen oder flaserigen Gemenge treten einzelne große Orthoklase von plump linsenförmiger bis kugeliger Gestalt hervor, an welche sich die Glimmerblättchen wellig anschmiegen.

Cornubianit, ein dichtes, körnig schuppiges Gemenge der Gneißbestandteile, dessen Parallelstruktur nur noch an der lagenweise abwechselnden Farbe und Größe des Kornes zu erkennen ist.

An zufälligen Gemengteilen ist der Gneiß sehr reich; unter ihnen sind hervorzuheben: Graphit, Granat, Turmalin, Epidot, Rutil, Zirkon, Hornblende, Faserkiesel, Chlorit, Apatit, Eisenglimmer, Magneteisenerz und Schwefelkies. Die beiden letztgenannten Erze treten häufig als Imprägnationen, gewissermaßen als Wolken von Erzpartikelchen auf, welche bestimmten Zonen der Gneißschichtenreihe folgen; man bezeichnet derartige Vorkommen als Fahlbänder. Innerhalb dieser können sich die Erzteilchen zu flach lentikulären, flötzähnlichen oder stockähnlichen Lagerstätten konzentrieren. Ganz ähnlich wie dies beim Granite der Fall ist, können einige der oben aufgezählten accessorischen Gemengteile, nämlich Hornblende, Augit, Cordierit, Epidot, Chlorit, Graphit und Eisenglimmer durch ihr Häufigerwerden gewisse wesentliche Bestandteile des normalen Gneißes vollkommen verdrängen, so dass man folgende Gneißvarietäten unterscheiden kann:

Glimmergneiß, besteht aus Feldspat, Quarz und Glimmer, geht durch Verlust der schieferigen Struktur in Granitgneiß, durch Überhand-

nehmen des Glimmers und dadurch seiner Parallelstruktur in Gneißglimmerschiefer und Glimmerschiefer über.

Hornblendegneiß (syenitischer Gneiß), der Glimmer ist durch Hornblende verdrängt, kann auf der einen Seite in Syenitgranitgneiß, auf der anderen in Hornblendeschiefer übergehen.

Epidotgneiß mit accessorischer Hornblende, Granat, Titanit, Zirkon, Skapolith. Wermland.

Cordieritgneiß, zu dem Glimmer (Biotit) tritt blaugrauer Cordierit; bildet Einlagerungen, z. B. in der sächsischen Granulitformation (Göhren, Lunzenau, Rochsburg, Mittweida), ferner bei Bodenmais. Nesterweise drängt der Cordierit die übrigen Gemengteile stark zurück; dann entsteht massiger, körniger *Cordieritfels* (*Dichroitfels*).

Augitgneiß besteht aus Augit oder Salit, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Granat, wenig Hornblende, Titanit, Skapolith (Niederösterreicher Wald).

Granatgneiß enthält die gewöhnlichen Gneißbestandteile, dazu noch Granat in erheblicher Menge.

Fibrolithgneiß, Fibrolith (Faserkiesel) ersetzt z. T. den Biotit.

Graphitgneiß, Graphit verdrängt den Glimmer ganz oder zum Teil, mit Graphitgranit und Graphitschiefer in derselben verwandtschaftlichen Beziehung stehend, wie der normale Gneiß und Granit zum Glimmerschiefer.

Chloritgneiß, für den Glimmer ist Chlorit eingetreten.

Eisenglimmergneiß, statt des Glimmers Eisenglimmer enthaltend.

Protogingneiß, enthält neben dunkelgrünem Glimmer hellgrüne Talkschüppchen, geht in Protogingranit über. (Alpen.)

In manchen Gneißdistrikten, und zwar zuerst im Erzgebirge, hat man bei den echten Glimmergneißen zwei Hauptvarietäten unterschieden, den *Biotitgneiß* und den *Muscovitgneiß* (*grauen* und *roten Gneiß*), deren ersterer Quarz, Feldspat und *dunkelen Magnesia*-Glimmer, deren letzterer Quarz, viel Feldspat (z. T. reichlich Albit) und *lichten* Kali-Glimmer enthält. Diese Varietäten sind durch Mittelglieder (*zweiglimmerige Gneiße*) eng miteinander verknüpft, so dass man sie nur als Endglieder einer großen Reihe von in ihrer Glimmerführung schwankenden Gneißvarietäten betrachten darf. Die chemische Zusammensetzung der Glimmergneiße beträgt im Durchschnitte: Kieselsäure 70—80, — Thonerde 14,20, — Eisenoxydul 6,10, — Kalk 2,60, — Kali 3,00, — Natron 2,10, — Wasser 1,20, — ihr spezifisches Gewicht = 2,6—2,7.

Während in den Gneißen gewöhnlich Orthoklas den Plagioklas überwiegt, kann auch das umgekehrte Verhältnis eintreten, ja der Orthoklas nahezu verschwinden. Dann entsteht ein *Plagioklasgneiß*, welcher durch die Führung von Hornblende Übergänge zum »Dioritschiefer«, von Augit solche zum Augitgneiß bildet (*Becke*).

Den Plagioklasgneißen schließt sich der *Kinzigit* an, ein aus Plagio-

klas, Biotit und Granat bestehender graphithaltiger Gneiß des Schwarzwaldes.

In innigem Verbande mit archäischen Schichten (Glimmerschiefern und Gneißen) tritt im Erzgebirge bei Scheibenberg ein Quarzit-, Gneiß- und Granitgerölle führender Schichtenkomplex auf, dessen klastische Bestandteile durch ein mehr oder minder vollkommen krystallines, biotitreiches Cement verbunden sind. Die Dimensionen der ersteren schwanken zwischen weiten Grenzen von Faust- bis Stecknadelkopfgröße. In letzterem Falle wird der Gesteinscharakter ein grauwackeartiger. Derartige archäische Grauwacken, z. T. früher als Glimmertrapp, z. T. als metamorphosierte silurische Grauwacke aufgefasst, sind im Erzgebirge weit verbreitet und an zahlreichen Punkten als Glieder der archäischen Formation direkt erweisbar (A. Sauer).

Der Gneiß ist ein geschichtetes Gestein, dessen Schichtung mit der Schieferung parallel läuft; er wechsellagert häufig in regelmäßigster Weise mit Glimmer-, Hornblende-, Chlorit- und Graphitschiefern, mit Eisenerzen, Kalksteinen, Serpentin, Quarziten, Hälleflinta und Granitgneißen und bildet mit ihnen abwechslungsreiche Schichtenreihen. Diese repräsentieren in den meisten Fällen die Ur-Gneißformation. Größere Territorien von Ur-Gneißen finden sich im Erzgebirge, Böhmen, Mähren, in den Sudeten, im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in den Centralalpen, in Schottland und auf den Hebriden, in Skandinavien, Canada, den atlantischen Staaten von Nordamerika, Brasilien.

52. **Granulit** (Weißstein) und **Pyroxengranulit.**

Der normale Granulit ist ein ebenschieferiges Gemenge von Feldspat und Quarz mit eingestreuten kleinen roten Granaten. Der Feldspat ist der Hauptbestandteil des Granulites und bedingt durch seine lichtrötliche, lichtgelbliche oder weiße Farbe die helle Färbung dieses Gesteines. Er zeigt, wie das Mikroskop lehrt, recht häufig eine durch perthitartige Interposition von Albitpartieen hervorgerufene, faserige Struktur auf der Basis und dem Klinopinakoide (Mikroperthit), oder gehört dem Mikroklin, oder dem einfach zwillingsgestreiften Plagioklas, seltener dem typischen Orthoklas an. Diese Feldspatkrystalloide bilden im Verein mit Quarzkörnchen ein feinkörniges, krystallinisches Aggregat. Neben den genannten Mineralien tritt Rutil (?) in mikroskopischen braungelben, stark durchscheinenden Säulchen, mikroskopischer Turmalin und lokal auch Hercynit in saftgrünen, eckigen Körnchen auf (Kalkowsky). Zwischen diesen feldspatreichen Lagen sind platte Körner oder dünne, oft nur papierdicke Lamellen von Quarz in paralleler Lage eingeschaltet, so dass auf dem Querbruche des Gesteines eine deutliche Schieferstruktur hervortritt. Die Granaten sind meist in hirsegroßen Körnchen in den beiden anderen Bestandteilen des Granulites eingesprengt. Bei gewissen Varietäten des sächsischen Granulitgebirges

stellt sich Biotit ein, dessen parallele Anordnung die Schieferstruktur steigert; dann treten die Granaten zurück und es entstehen Zwischenglieder zwischen Gneiß und Granulit, die Biotitgranulite, welche im sächsischen Granulitgebiete auf das vielfachste mit dem normalen Granulit wechsellagern. Die Glimmer-Granulite des Ostbayerischen Waldgebirges hingegen führen Muscovit und nähern sich dadurch den granatführenden roten Gneißen des Erzgebirges. In gewissen Granuliten stellt sich blauer Cyanit (Cyanitgranulit), in anderen Turmalin (Turmalingranulit) ziemlich reichlich ein. Der Forellengranulit führt Hornblendenädelchen in putzenförmigen Aggregaten.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung ergiebt sich: Kieselsäure 74,50, — Thonerde 10,70, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 5,60, — Kalk 2,20, — Kali 4,00, — Natron 2,50, — spezifisches Gewicht = 2,6.

Neben der ausgezeichneten Schieferung zeigt der Granulit eine sehr regelmäßige Bankung, Plattung und Schichtung: er wechsellagert an manchen Aufschlusspunkten mit Cordieritgneiß, Biotitgneiß und Flasergabbro (sächs. Granulitgebiet) oder mit Serpentinbänken (Waldheim, Budweis), an anderen bildet er regelmäßige Schichten zwischen dem Gneiß (Aschaffenburg, Bodenbach im ostbayerischen Grenzgebirge, Finnland, Lappmarken) und gehört hier der archäischen Formationsreihe an. In Sachsen bildet er am nordwestlichen Abfalle des Erzgebirges ein 6 Meilen langes und $2^1/_2$ Meilen breites elliptisches Schichtengewölbe (sächsisches Granulitgebirge), in Böhmen tritt er bei Budweis und im Egerthale, am Main bei Aschaffenburg ebenso wie in Nieder-Österreich zwischen Gneißen und Graniten auf.

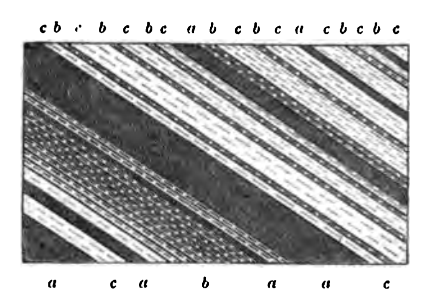


Fig. 19. Profil durch einen Schichtenkomplex von Granuliten bei Mittweida in Sachsen. Nach *Dathe*.
a = Pyroxengranulit; *b* = Biotitgranulit; *c* = normaler Granulit.

In sich vielfach wiederholender Wechsellagerung mit diesen normalen und glimmerführenden hellen Granuliten Sachsens stellen sich schwache, z. T. aber bis über 15 m starke, scharf begrenzte Platten, Bänke, und Lentikulärmassen von dunkelem, fast schwarzem Pyroxengranulit (früher als Trapp- und als Diallaggranulit bezeichnet) ein (Fig. 19). Der Pyroxengranulit ist ein feinkörniges bis dichtes, dunkelgraues oder grünlich-

schwarzes Gestein mit splitterigem Bruche. Mit bloßem Auge erkennt man meist nur Granat, Magnetkies, seltener auch Quarz und Feldspat als Gemengteile; mikroskopische Untersuchung zeigt, dass sich monokliner und rhombischer Pyroxen (Hypersthen), Plagioklas, Quarz, Granat, Magnesiaglimmer und Magnetkies wesentlich an der Zusammensetzung beteiligen, denen sich, die genannten Hauptgemengteile teilweise vertretend, Hornblende und Orthoklas zugesellen, während sich Eisenglanz, Titaneisen, Magneteisen, Rutil und Turmalin nur accessorisch einstellen. Die genannten Mineralien vergesellschaften sich in sehr schwankenden Mischungsverhältnissen zum Pyroxengranulit, so dass bald der eine, bald der andere Gemengteil vor den übrigen vorwaltet. Je nachdem Orthoklas neben dem Plagioklas vorhanden ist oder nicht, unterscheidet man orthoklasführende oder orthoklasfreie Pyroxengranulite.

Das typische Mittel der chemischen Zusammensetzung der Pyroxengranulite ist: Kieselsäure 52,30, — Thonerde 13,60, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 14,96, — Kalkerde 10,00, — Magnesia 7, 12, — Wasser 1,70. Die Pyroxengranulite sind deshalb weit basischer als die normalen Granulite und enthalten statt der Alkalien beträchtliche Mengen von Kalk und Magnesia.

53. Hälleflinta.

Die Hälleflinta ist ein dichtes, anscheinend homogenes, unter dem Mikroskope jedoch fein krystallinisches Gestein von felsitartigem Ansehen, welches aus innig miteinander verschmolzenen, mikroskopisch kleinen Feldspat- und Quarzkörnchen zum Teil mit feinen Glimmer- und Chloritschüppchen besteht. Es ist in abwechselnden Lagen grau, gelblich, bräunlich oder grünlich bis schwärzlich gefärbt, wodurch es auf dem Querbruche bandartig gestreift erscheint. Sein Bruch ist splitterig bis muschelig, schimmernd bis matt, seine Festigkeit sehr bedeutend, vor dem Lötrohr ist es in dünnen Splittern schmelzbar. Die Hälleflinta ist als ein Gneiß zu betrachten, dessen Bestandteile zu mikroskopischer Kleinheit herabgesunken und felsitartig innig verschmolzen sind, so dass das Gestein aphanitische Struktur angenommen hat. Darauf weisen auch die Lagerungsverhältnisse der Hälleflinta hin, indem sie mit den Ur-Gneißen z. B. Skandinaviens wechsellagert und Übergänge in diese bildet.

Adinole ist ein dichtes, flachmuschelig brechendes, hornsteinähnliches, dickschieferiges Gestein von mattem, jaspisartigem Bruche, grauer, roter oder grüner Farbe, welches sich durch leichte Schmelzbarkeit und seinen hohen, bis zu 10 Prozent steigenden Natrongehalt auszeichnet. Zwischen den Kieselschiefern des Kulm bei Lerbach, Riefensbeck u. a. O. des Oberharzes als Glied der metamorphischen Schiefer in der Kontaktzone der Diabase. Nahe mit ihnen verwandt sind die Hornschiefer der Phyllitformation.

54. Porphyroid.

Die Porphyroide bestehen aus einer splitterigen, feinkörnigen bis dichten, felsitähnlichen Grundmasse, welche durch dünne Lagen, Häutchen oder Lamellen von Glimmer oder einem glimmerähnlichen Minerale ein flaseriges, bis ausgezeichnet schieferiges Gefüge erhält, und in welcher krystallinische Körner oder Krystallindividuen von Feldspath und Quarz ausgeschieden liegen. Die Porphyroide zeichnen sich demnach im allgemeinen durch ihre kombiniert schieferig porphyrische Struktur aus, gehen jedoch lokal durch Zurücktreten des die Schieferung bedingenden Glimmerminerales in Gesteine vom Aussehen eines massigen Quarzporphyres, an anderen Stellen durch Gröberwerden des Kornes, woneben die porphyrisch ausgeschiedenen Individuen verschwinden, in gneißartige Gesteine (z. B. Sericitgneiße) über. Der Feldspat ist entweder Orthoklas (Orthoklasporphyroide des Harzes und Michigans) oder Albit (die Sericit-Adinol-Schiefer des Taunus und der Ardennen) und besitzt weiße, gelbliche, rötliche, fleisch-, rosa- bis korallrote, zuweilen auch graublaue Farbe. Die porphyrisch ausgeschiedenen Individuen sind entweder rektanguläre Prismen oder tafelförmige Krystalle; die frischen Albite zeigen meist deutliche Zwillingsstreifung. Der Quarz ist gewöhnlich rauchgrau bis dunkelblaugrau gefärbt, besitzt starken Fettglanz, muscheligen Bruch und nicht selten dihexaëdrische Form. Das Glimmermineral ist entweder Paragonit (Michigan), oder und zwar gewöhnlich gelblichgrüner, fettglänzender, talkähnlicher Sericit (Sericitporphyroide des Harzes und Taunus).

Die Porphyroide sind namentlich in der Taunuskette, in der Lennegegend in Westfalen, im Schwarzathale im Thüringer Walde, im Ostharze, in den französischen Ardennen, auf der Oberen Halbinsel von Michigan als untergeordnete Glieder der devonischen, silurischen und krystallinischen Schichtenreihe entwickelt.

55. Glimmerschiefer.

Der Glimmerschiefer ist ein schieferiges Aggregat von Glimmer und Quarz, deren Mengungsverhältnis zwischen zwei extremen Endgliedern schwankt, von denen das eine fast nur aus Glimmer, das andere fast nur aus Quarz besteht (Quarzitschiefer). Der Glimmer ist in der Regel hellfarbiger Kaliglimmer (helle Glimmerschiefer, Muscovitschiefer), zuweilen dunkeler Magnesiaglimmer (dunkele Glimmerschiefer) und noch seltener Natronglimmer (Paragonit). Die Glimmerschuppen und -blättchen liegen parallel und bilden zum Teil zusammenhängende Membranen und Lamellen, wodurch die ausgezeichnet schieferige Struktur des Glimmerschiefers hervorgerufen wird. Auf den Schichtungsflächen gewisser Varietäten des letzteren, welche man Faltenglimmerschiefer nennt, tritt nicht selten eine zarte parallele Fältelung der Glimmermembranen hervor. Der

Quarz liegt in Gestalt kleiner Körner, flacher Linsen und dünner paralleler Lagen zwischen dem Glimmer, so dass er nur auf dem Querbruche des Gesteines erscheint. Glimmer und Quarz haben sich zuweilen in einzelne Lagen gesondert, so dass dünngeschieferte Glimmerlagen mit solchen von Quarz abwechseln (Lagenglimmerschiefer). Die Farbe des Glimmerschiefers ist durch den Glimmer bedingt, demnach bei vorwaltendem Kali- und Natronglimmer hellgrau oder gelblichgrau, bei vorwaltendem Magnesiaglimmer dunkelbraun bis schwarz. Der Kieselsäuregehalt des Glimmerschiefers schwankt je nach der Menge des Quarzes zwischen 40 und 82 Prozent.

Von seinen zahlreichen zufälligen Bestandteilen sind hervorzuheben: vor allem roter oder brauner Granat, der ein höchst charakteristischer zufälliger Gemengteil fast aller Glimmerschiefer ist, Turmalin, Feldspat, Hornblende, Staurolith, Chloritoid (in bis 1 cm großen, meist quergestellten Tafeln, auf d. Insel Groix), Cyanit, Epidot, Chlorit, Talk, Apatit, Graphit, Eisenglimmer, Rutil, Magneteisenerz, Schwefelkies, Gold.

Den eigentlichen Glimmerschiefern reihen sich an:

die Paragonitschiefer, Natronglimmerschiefer von lichtgrünlicher oder hellgelblicher bis fast weißer Färbung (St. Gotthardt, Michigan);

die Amphilogitschiefer, zartschuppiger, fettiger, grünlichweißer Glimmerschiefer des Zillerthales mit nur 40 Prozent Kieselsäure;

die Sericitglimmerschiefer, parallele Lagen und flache Linsen von dichtem, hornsteinähnlichem, seltener krystallinischem Quarze wechseln mit gelblichgrünen bis dunkellauchgrünen, talkähnlichen Sericitmembranen, denen zuweilen silberweiße Glimmerblättchen und dunkele Chloritschüppchen eingewebt sind, so dass ein gebänderter Querbruch entsteht. Taunuskette, Obersteyer, Mobendorf in Sachsen.

die Kalkglimmerschiefer, einzelne Lamellen, Lagen oder flach linsenförmige Partieen von körnigem, zum Teil dolomitischem Kalke werden von parallel liegenden Schuppen, Flasern, Membranen und Lagen von Glimmer durchzogen, wodurch eine sehr vollkommen dick- oder dünnschieferige Struktur hervorgebracht wird (siehe auch sub 5, a). Der Glimmer kann auch hier zum Teil oder gänzlich durch Talk, Chlorit oder Sericit, sowie durch dünnelänzende Membranen von blaugrauem Thonschiefer vertreten werden (Kalktalk-, Kalkchlorit-, Kalksericit- und Kalkthonschiefer);

die Gneißglimmerschiefer; isolierte Orthoklase in Form von rundlichen oder linsenartigen Körnern treten reichlich zu dem Glimmer und Quarz des Glimmerschiefers und bedingen ein schieferig-flaseriges Gefüge desselben. Durch Zunahme der Feldspäte gehen die Gneißglimmerschiefer in echte Gneiße über;

die Garbenschiefer, dickschieferige, auf den Schichtungsflächen wellig unebene Gesteine, an deren Zusammensetzung sich wesentlich silberweißer perlmutterglänzender Kaliglimmer beteiligt, der zu schuppigen

oder häutigen Aggregaten verwachsen ist. Neben ihm stellen sich Blättchen von braunem Magnesiaglimmer und Quarzkörnchen, oft auch Quarzlinsen und endlich jene Konkretionen von dunkelschwarzer Farbe ein, welche auf den Schichtungsflächen in büschel- oder garbenförmigen Zeichnungen hervortreten und dem Schiefer seinen Namen verliehen haben. Sie scheinen aus der Zersetzung von Andalusitaggregaten hervorgegangen zu sein. Verkürzen sich diese Konkretionen und nehmen getreidekornähnliche Gestalt an, so entstehen Fruchtschiefer. (Wechselburg, Waldenburg u. a. O. des sächsischen Granulitgebietes.) Bei Treuen im Vogtland, bei Lößnitz, Schneeberg und Schwarzenberg als Glieder der durch die Granite metamorphosierten Phyllite.

Der Glimmerschiefer zeigt außer der Schieferung eine sehr ausgeprägte Schichtung, welche durch Wechsellagerung seiner Varietäten unter sich sowohl, wie mit Quarziten, krystallinischem Kalkstein, Graphit-, Hornblende-, Talk-, Chlorit-, und Thonschiefern sowie mit Erzlagerstätten noch stärker hervortritt. Er bildet das Hauptgesteinsmaterial der unteren Ur-Schieferformation im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in den Salzburger und Oberkärnthener Alpen, im Erzgebirge, in den Sudeten, in Skandinavien, Nordamerika, Brasilien.

Andalusitglimmerfels, ein körnig-schuppiges bis filziges Aggregat von Biotit- und Muscovitblättchen, Andalusitsäulen und Magnetitkörnern mit Quarzschmitzen und -linsen. Extremstes Umwandlungsprodukt der Phyllite im Kontakte mit Graniten z. B. des Erzgebirges.

56. Phyllit, Thonglimmerschiefer, Urthonschiefer.

Der Phyllit ist ein ausgezeichnet schieferiges Gestein von meist kryptokrystallinischer, mitunter auch deutlich feinkörniger Struktur und vorwiegend dunkelgrauer, grünlicher oder schwarzblauer Farbe; seine Spaltungsflächen besitzen seidenartigen oder halbmetallischen Glanz. Seiner mineralischen Zusammensetzung nach besteht der Thonglimmerschiefer aus fast durchgängig mikroskopisch kleinen Glimmer-, Chlorit-, Quarz- und Feldspatpartikelchen, denen sich Rutil-Mikrolithen (sog. Thonschiefernädelchen) in knieförmigen Zwillingen und gegitterten, sagenitartigen Aggregaten zugesellen (Sauer, Cathrein, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. S. 169 und 227). Der Phyllit ist also ein in seinem Korne zu äußerster Feinheit herabgesunkener, gewissermaßen aphanitischer Glimmerschiefer, in welchen er auch die deutlichsten Übergänge bildet. Der Phyllit von Recht im Hohen Venn besteht aus mikroskopischen, parallel gestellten Glimmerblättchen, blutroten hexagonalen Schüppchen von Eisenoxyd, außerordentlich kleinen Granatdodekaëdern, Rutil-Mikrolithen, kleinen Säulchen von Turmalin und schwarzen Partikeln von Kohle. Auch in den Taunus-Schiefern bildet Turmalin einen Gesteinsgemengteil. Die chemische Zusammensetzung der Phyllite zeigt die größte Unregelmäßigkeit, so dass ihr Kieselsäuregehalt

zwischen 45 und 74 Prozent schwanken kann. Die Phyllite sind ausgezeichnet schieferig, spaltbar und auf den Spaltungsflächen sehr häufig parallel gefältelt. Sie sind reich an zufälligen Gemengteilen, welche sich in so konstanter Weise wiederholen, dass sie ganz bestimmte Gesteinsmodifikationen hervorbringen:

Feldspatphyllit und Phyllitgneiß. Manche Phyllite des Erzgebirges, Fichtelgebirges, bayerischen Waldes enthalten zahlreiche, hirsekorn- bis fast erbsengroße Albitkörner eingesprengt und werden dann Feldspat- oder Albitphyllite genannt. Ihr Feldspatgehalt kann so überhand nehmen, dass die Phyllitmasse stark zurückgedrängt wird und nur noch dünne Flasern zwischen den Albiten bildet (Phyllitgneiß). Eine ähnliche Plagioklasführung wiederholt sich bei den Sericitschiefern (Sericitgneiße).

Chiastolithschiefer, ein graulich- bis bläulichschwarzer, dichter Schiefer, in welchem viele säulenförmige Chiastolithkrystalle eingewachsen sind, die auf ihrem Querbruche das charakteristische schwarze Kreuz erkennen lassen (Bretagne, Pyrenäen, Gefrees im Fichtelgebirge, Strehla in Sachsen).

Staurolithschiefer, ein glimmeriger Phyllit mit Staurolithkrystallen (Pyrenäen, Tennessee).

Ottrelitschiefer, ein grauer Phyllit, in welchem kleine sechsseitige, grünlichschwarze, glänzende Ottrelitblättchen eingewachsen sind (Ardennen, Bayern, Massachusetts, Rabenstein bei Chemnitz, Transvaalgebiet).

Chloritoidphyllit, normale oder graphitische Phyllite mit kleinen Täfelchen von grünlichschwarzem Chloritoid (Vogtland, Ardennen, Insel Groix, Ostalpen).

Fleck- und Knotenschiefer. In den Phylliten stellen sich hirsekorngroße Knötchen (Knotenschiefer) oder unbestimmt begrenzte Flecke ein (Fleckschiefer). Sie finden sich im Kontakte mit Granit und Syenit in den Pyrenäen und am NO- und NW-Abfalle des Erzgebirges (Weesenstein, Treuen) und im Harze, aber auch vollständig unabhängig von jenen massigen Gesteinen zonenweise inmitten normaler Phyllite, z. B. in der Umrandung des Granulitgebietes in Sachsen.

Spilosite sind grünlichgraue Schiefer von weißer, feinkörniger bis dichter Feldspatsubstanz mit kleinen, flecken- oder kugelförmigen Konkretionen von chloritischer Masse. Bei den Desmositen wechseln lichte Lagen von Feldspatsubstanz mit grünen Lagen von schuppigem Glimmer und Chlorit. Beide Gesteine gehören den durch Diabase metamorphosierten paläozoischen Schichten des Harzes an (Lossen, Kayser).

Der Wetzschiefer von Recht und Salm Chateau (Ardennen), welcher in 1 bis 10 cm mächtigen Schichten mit Phyllit wechsellagert, besteht wie dieser aus mikroskopischen Glimmerblättchen, gelblichgrünen, prismatischen

Mikrolithen, Turmalinsäulchen und 0,02 mm großen Granatkryställchen, welche letztere jedoch so vorwalten, dass sie die Härte des Gesteines bedingen.

Die Phyllite setzen im Verein mit krystallinischen Kalksteinen, Hornblendeschiefern und Quarziten die oberen Niveaus der Ur-Schieferformation zusammen (Nordwestabfall des Erzgebirges, Böhmen, Mähren, Alpen, Pyrenäen, Skandinavien, atlantische Staaten von Nordamerika.

Anhangsweise ist hier anzuführen:

Der Sericitschiefer (Sericitphyllit), eine dichte oder äußerst feinkörnige Modifikation des Sericitglimmerschiefers (sub 55), in welcher der Glimmer des Thonglimmerschiefers durch Sericit vertreten ist; zu ihm gesellt sich Quarz, ein chloritisches Mineral, Magneteisenkörnchen und in gewissen Fällen auch Albit. Man unterscheidet nach Lossen:

a) grüne Sericitschiefer von lebhaft dunkelgrüner, selten gefleckter Farbe, schimmernd, seidenartig bis halbmetallisch glänzend, sehr gewöhnlich gefältelt, mehr dick- als dünnplattig, ziemlich hart und fest. Durch Verwitterung anfänglich gelb gefleckt, dann ganz gelblichbraun werdend; mit viel Quarzschnüren und -trümern. Chemische Zusammensetzung: Kieselsäure 60,224, — Titansäure 1,489, — Thonerde 15,958, — Eisenoxyd 1,113, — Eisenoxydul 4.939, — Magnesia 2,670, — Kalkerde 2,196, — Kali 2,585, — Natron 6,708, — Wasser und Fluorkiesel 2,127, — Phosphorsäure 0,039, — Kupferoxyd 0,051; — Spezifisches Gewicht = 2,788.

b) rote Sericitschiefer von violetter, rotbrauner bis kirschroter Farbe, weich, seidenartig glänzend, sich fettig anfühlend. Mit den grünen sind sie durch gefleckte Varietäten eng verbunden. Chemische Zusammensetzung: Kieselsäure 55,842, — Titansäure 0,510, — Thonerde 15,621, — Eisenoxyd 4,857, — Eisenoxydul 8,247, — Magnesia 1,387, — Kalkerde 0,498, — Kali 6,135, — Natron 1,698, — Wasser und Fluorkiesel 5,192; — Spezifisches Gewicht = 2,882.

Die Sericitphyllite sind in der Taunuskette, im Ostharze, in den Salzburger Alpen, im Gotthardtgebirge verbreitet.

57. **Itacolumit.**

Der Itacolumit ist ein schieferiges Gemenge von kleinen Quarzkörnchen nebst kleinsten Feldspatpartikeln und Schüppchen von Glimmer, Talk, Chlorit und Sericit. Letztere ziehen sich in paralleler Anordnung zwischen den Quarzkörnchen hindurch und bedingen dadurch die feinschieferige Struktur der Grundmasse; in einigen Varietäten des Itacolumites schmiegen sie sich gelenkartig um die einzelnen Quarzkörnchen. Hierdurch und durch die teilweise Zersetzung der Feldspatpartikel erhält das Gestein in nicht zu dicken Gesteinsplatten eine gewisse Biegsamkeit (Gelenkquarz, elastischer Sandstein). Die Farbe des Itacolumites ist vorherrschend hellgelb oder lichtrötlich. Als zufällige Gemengteile sind zu erwähnen: Gold (südliche atlan-

tische Staaten von Nordamerika, Brasilien), Eisenglimmer, Martit (ebendort), Lazulith und Rutil (Georgia); endlich ist der Itacolumit in Brasilien und in den Staaten Georgia und Süd-Carolina das Muttergestein der Diamanten. In den eben wiederholt genannten Landstrichen tritt der Itacolumit als ein Glied der krystallinischen Schieferformation auf.

58. Turmalinschiefer.

Der Turmalinschiefer oder Schörlschiefer besteht aus abwechselnden Lagen von feinkörnigem, weißem Quarz und solchen von schwarzen Körnchen und Nädelchen von Turmalin, wodurch das Gestein eine schwarzweiße Bänderung erhält. Die meisten Turmalinschiefer gehören den kontaktmetamorphischen Zonen um die Granite an, so z. B. im Erzgebirge.

59. Amphibolit.

Unter der Bezeichnung Amphibolit wird eine vielgestaltige Gruppe von Gesteinen zusammengefasst, deren Hauptgemengteil Hornblende ist; zu diesen gesellt sich eine große Zahl von anderen Bestandteilen: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Augit, Salit, Diallag, Omphacit, Granat, Zoisit, Epidot, Biotit, Muscovit, Rutil, Titanit, Zirkon, Titaneisen, Magnetit, Pyrit. — Die Amphibolite sind grobkörnige bis dichte, nahezu massig körnige bis vollkommen geschichtete, oder flaserige, kubisch, dick- und dünnplattig, selbst stengelig sich absondernde Gesteine. Man kann die Amphibolite einteilen in:

a) eigentliche Amphibolite; gras- bis dunkelgrüne Hornblende (in seltenen Fällen ersetzt durch Glaukophan) ist der alleinige Hauptgemengteil; eine große Anzahl der oben angeführten Nebengemengteile ist in ganz untergeordneter Weise vertreten.

b) Feldspat-Amphibolite; Hornblende und Plagioklas mit wenig Orthoklas sind die Hauptgemengteile; bei schieferiger, bisweilen lagenförmiger Ausbildung hat man diese Gesteine auch wohl als Dioritschiefer bezeichnet.

c) Granat-Amphibolit führt neben Hornblende und Granat meist zugleich Salit und Zoisit und sehr konstant Rutil. Durch Überhandnahme des Granates entsteht aus diesem Gestein: Granatfels (Waldheim). Granat-Glaukophan-Gesteine wurden von Syra und Groix beschrieben.

d) Zoisit-Amphibolit ist dicht bis grobkörnig; und in letzterem Falle infolge der lentikulären Form der Zoisitaggregate grobflaserig (Schmiedeberg, böhmisches Erzgebirge).

e) Salit-Amphibolit; hellgrüne Hornblende und graulichweißer, im Präparate wasserheller, querrissiger, lang primatischer Augit (Salit) bilden die Hauptbestandteile.

f) Diallag-Amphibolit setzt sich zusammen aus Hornblende, Diallag, Granat, Orthoklas, Plagioklas, spärlichem Apatit und Eisenerzen.

g) Epidot-Amphibolschiefer bestehen aus Säulchen von dunkel-

grüner Hornblende und Körnchen von licht gelblichgrünem Epidot, sowie von Plagioklas und Magnetit. Dadurch, dass sich der Epidot lagenweise stark anreichert und die Hornblende fast ganz verdrängt, entstehen die gebänderten Epidot-Amphibolschiefer (Grünschiefer von Hainichen).

Die Amphibolite bilden linsenförmige Einlagerungen in der Gneiß-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges, Böhmer Waldes, Fichtelgebirges, Skandinaviens, der Alpen, Nordamerikas.

60. **Eklogit.**

Der Eklogit ist ein mittel- bis grobkörniges Gemenge von faserigblätterigem, grasgrünem Omphacit (Augit) und rotem Granat, wozu als zufällige Bestandteile blauer Cyanit, weißer Glimmer, ferner in mikroskopischer Ausbildung Rutil, Zirkon, Magnetit kommen. Bisweilen führt der Eklogit auch größere, porphyrartig auftretende Hornblendekrystalle (Karinthin und Glaukophan). Er bildet wie der Amphibolit dick lentikuläre Einlagerungen in der Gneiß- und Glimmerschieferformation und ist bisweilen mit Serpentin vergesellschaftet. Fundorte: Silberbach, Münchberg (Fichtelgebirge), Saualpe (Steiermark), Erzgebirge.

61. **Flasergabbro** (Zobtenit).

Die Kombination Diallag-Plagioklas tritt nicht allein als Eruptivgestein, sondern auch als integrierendes Glied, als Einlagerung der Urgneißformation auf. Hier sind die Flasergabbros meist mit Hornblendeschiefern vergesellschaftet (sächsisches Granulitgebiet, niederösterreichisches Waldviertel, Zobten) und wie die entsprechenden Gesteine eruptiven Ursprunges bald olivinarm, bald olivinreich. Der den Feldspat zuweilen vertretende Saussurit ist ein Verwitterungsstadium des ersteren und enthält neben Resten desselben Körnchen von sekundärem Zoisit und Epidot. Sie besitzen eine rein körnige bis schieferig-flaserige Textur, welche hauptsächlich durch das augenartige Auftreten bis 3 cm großer Diallagkrystalle hervorgebracht wird (Böhrigen, Höllmühle, sächsisches Granulitgebiet). Sie bilden meist plumpe Linsen, an welche sich Schmitzen und Lagen von Amphibolschiefer anschmiegen, wodurch die Riesenflaserstruktur erzeugt wird, nach welcher, sowie nach der oft den Gesteinskörper selbst beherrschenden Flaserung, diese Gesteine ihren Namen erhalten haben.

62. **Olivingesteine** (Peridotite).

Diese meist mit Serpentin innig vergesellschafteten und in diesen übergehenden Gesteine bilden ein Analogon zu den eruptiven Pikriten. Mit dem fast immer vorwiegenden Olivin kombinieren sich verschiedene Mineralien der Augitgruppe: Augit, Diallag, Broncit, Enstatit, ferner bisweilen nicht wenig Granat, schließlich auch Hornblende. Der bei weitem größere Teil der bekannten Olivingesteine scheint der archäischen Formation anzugehören (z. B. schieferiger Olivinfels im Glimmerschiefer von Tatmomak in Norwegen). Doch sind diese und die eruptiven bis jetzt nicht immer

scharf auseinander gehalten worden. Eine besondere Bezeichnung erhielten folgende Kombinationen:

Dunit, ein krystallinisch-körniges Aggregat von gelblichgrünen Olivinkörnern und Chromitoktaëdern.

Lherzolith, körniges bis dichtes Aggregat von grünem Olivin, graulichbraunem Enstatit, smaragdgrünem Diallag nebst Pikotit (Pyrenäen).

Eulysit, Aggregat von vorwaltendem Olivin, sowie grünem Augit und braunrotem Granat (Tunaberg, Schweden).

3. Klasse. Klastische (Trümmer-) Gesteine.

Die klastischen Gesteine sind aus der Wiederablagerung von Trümmern und Teilen mechanisch zerkleinerter, verwitterter und zersetzter älterer Gesteine hervorgegangen.

1. Familie. Lose Haufwerke.

a) Produkte mechanischer Zerkleinerung durch das Wasser.

63. Sand, Kies, Seifen, Grus, Geröll, Geschiebe.

Der Sand besteht aus losen, unverbundenen Körnern, meistens von Quarz, aber auch von Feldspat und Hornblende, sowie Glimmerschüppchen (Spatsand). Manche Sande, die Magneteisensande, bestehen vorwaltend aus kleinen Körnchen von titanhaltigem Magneteisenstein, welche mit Fragmenten von Quarz, Glimmer, Augit, Olivin gemengt sind. Am Ausflusse des St. Lorenzstromes und auf Nord-Neu-Seeland bildet er mächtige, abbauwürdige, an vielen anderen Flussufern und Meeresküsten beschränktere Ablagerungen. Zuweilen sind die Sandkörner infolge thoniger oder kalkiger Beimengungen locker zusammengebacken. Erreichen dieselben die Größe einer kleinen Erbse, so entsteht der Kies. Besonders grobe, mit großen Geröllen gemischte Kiese nennt man Schotter. Enthalten die Sand- oder Kiesablagerungen Metall-, Erz- oder Edelsteinkörner, so nennt man sie Seifen, so die Goldseifen des Ural und Californiens, die Platinseifen des Ural, die Zinnseifen in Cornwall und auf Banka, die Diamantseifen Brasiliens und Südafrikas u. s. w. Grus nennt man Anhäufungen von erbsen- bis haselnussgroßen, abgerundeten oder scharfeckigen Gesteinsbruchstücken (Quarzgrus, Granitgrus). Gerölle sind abgerundete, regellos übereinander gehäufte Gesteinsbruchstücke. Erratische Blöcke oder Geschiebe sind zuweilen nur wenig abgerundete, kopf- bis hausgroße Fragmente der verschiedenartigsten Gesteine und durch Gletscher von ihrem Ursprungsorte in ihre jetzige Lage transportiert worden. Werden die Sandkörner oder Gerölle durch ein Cement verkittet, so entstehen Sandsteine und Konglomerate. Die Ablagerungen der Sande, Kiese und Gerölle gehören vorzugsweise den jüngsten Formationen, namentlich dem Tertiär, Diluvium und Alluvium an.

b) Lose vulkanische Auswürflinge (Vulkanischer Schutt).

64. Vulkanische Asche, Sand, Lapilli, Bomben, Blöcke, Bimssteinsand und Bimssteingeröll.

Vulkanische Asche, feine staubartige Kryställchen und Krystallfragmente von Feldspat, Augit, Magneteisen und Leucit, sowie eigentümliche lockere oder festere Flöckchen und Häufchen zusammengeballter Mikrolithe, insbesondere von Augit und Magneteisen, endlich beträchtliche Mengen von Glasscherben und -splitterchen. An den kleinen, lang nadelförmigen Augitkryställchen haften häufig thränenähnliche Tropfen porösen Glases, die in ihrem ursprünglich zähflüssigen Zustande oft deutlichst etwas an den Nädelchen hinabgeglitten sind (Fig. 20). Die staubartige Asche, welche, von dem Ausbruche isländischer Vulkane herrührend, im Ende März 1875 in Skandinavien fiel, besteht zum größten Teil aus scharfkantigen, schneidigen, spitzeckigen Splitterchen von obsidianartigem, außerordentlich porösem Glas. Ebenso zeichnet sich die im Jahre 1883 vom Krakatau (Sundastraße) ausgeworfene Asche durch die eckig-splitterige Beschaffenheit der dieselbe vorwiegend zusammensetzenden Bimssteinpartikelchen aus, welche aus einem feinblasig aufgetriebenen Gesteinsglase bestehen. Dasselbe ist arm an krystallinischen Ausscheidungen. Diesen Bimssteinsplitterchen sind ziemlich häufige, stets von einer Glashaut überzogene Kryställchen von Augit, Hypersthen, Labrador und Magnetit beigemengt. Danach ist diese Asche eine im Glutflusse zerstäubte Hypersthen-Andesit-Lava.

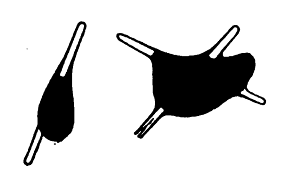


Fig. 20. Vulkanische Staubkörner, bestehend aus Augitnadeln und einem porösen Glastropfen. Nach *Zirkel*.

Vulkanischer Sand, hirsekorn- bis erbsengroße Lavabröckchen, Glasscherben und -splitterchen, gemengt mit zum Teil sehr scharfkantigen Krystallen von Augit, Leucit, Glimmer, Melanit, Sanidin, Olivin u. s. w. Sie zeichnen sich durch die erstaunliche Menge von Glaseinschlüssen, Mikrolithen und leeren Gas- und Dampfporen aus. Aschen und Sande unterscheiden sich nur durch die Dimensionen der zusammensetzenden Teilchen.

Lapilli, haselnuss- bis wallnussgroße Schlackenbrocken von poröser oder blasiger Beschaffenheit und brauner oder schwarzer Farbe.

Vulkanische Bomben, rundliche, keulenförmige oder ellipsoidisch gestaltete, faust- bis über kopfgroße Lavamassen, welche, in noch halbflüssigem Zustande durch die Luft geschleudert, infolge rasch rotierender Bewegung solche Gestalt erlangten.

Vulkanische Blöcke, mehrere Fuß im Durchmesser haltende Lavablöcke, welche in ihrem Inneren eine kompakt steinartige, auch außen zu eine schlackig blasige Beschaffenheit besitzen.

Bimssteinsand und Bimssteingerölle; lose Anhäufungen von

größeren und kleineren Bimssteinstücken in der Umgegend von Vulkanen. In Deutschland finden sie sich um die erloschenen Krater des Laacher Sees; ferner bei Marburg und Gießen, sowie im Westerwald.

2. Familie. **Sandsteine, Konglomerate, Breccien.**

65. Sandstein.

Der Sandstein besteht aus Körnern von Quarz, welche durch ein mineralisches Bindemittel verkittet sind. Die Größe dieser Körner variiert sehr und erreicht die einer kleinen Erbse; übersteigt sie diese, so entstehen Konglomerate. Je nach der Größe der Körner unterscheidet man grob- und feinkörnige Sandsteine. Bisweilen besitzen die Quarzkörner Krystallgehalt und treten dann zu krystallinischem Quarzsandstein zusammen (siehe sub 9). Das Cement des Sandsteines ist sehr verschiedenartig und bedingt Farbe und Härte des ganzen Gesteines; bei kieseligem, kalkigem und thonigem Bindemittel sind grau und weiß die Hauptfarben, eisenschüssige Cemente färben gelb, braun und rot, bituminöse dunkelgrau bis schwarz, glaukonitische grün. Auf Schwankungen der Menge des Bindemittels beruht der Übergang der Sandsteine in andere Gesteine; durch Zunahme desselben gehen sie in Thon, Kalk und Mergel über, durch sein Zurücktreten werden die Sandsteine zu losen Sanden. Zufällige Gemengteile sind neben Kaolin, Glimmerblättchen und Feldspatkörnchen namentlich Blei- und Kupfererze (Commern, Sangerhausen, Chessy). Die meisten Sandsteine sind sehr deutlich geschichtet, sehr häufig auch von senkrechten Klüften durchsetzt, wodurch Quader- und Säulenbildung begünstigt wird (Quadersandstein der sächsischen Schweiz, von Adersbach, Teufelsmauer am Harzrande). Die Sandsteine wechsellagern mit Schieferthonen, Thonschiefern, Mergeln, Kalksteinen, Steinkohlenflötzen u. s. w. und sind das Hauptmaterial vieler Formationen.

Je nach der Natur des Bindemittels unterscheidet man:

a) thonigen Sandstein, beim Anhauchen charakteristisch thonig riechend;

b) mergeligen Sandstein mit viel thonig kalkigem Bindemittel;

c) kalkigen Sandstein, das Cement ist kohlensaurer Kalk, teils als dichter Kalk, teils als Kalkspat. Ist neben kohlensaurem Kalk auch Magnesia-Karbonat vorhanden, so entsteht dolomitischer Sandstein.

d) kieseligen Sandstein (Glaswacke) mit hornsteinartigem, oder aus einem Aggregate minimaler Quarzindividuen bestehendem, sehr festem Cemente; die Quarzkörner besitzen häufig Krystallform. Zuweilen ist jedes Quarzkorn von einem Überzuge von Kieselsäure umgeben, welche jedesmal genau so orientiert ist, wie das inneliegende Korn (Törnebohm, Klemm). Kommt in Bänken und in losen Blöcken innerhalb der Sandablagerungen der Braunkohlenformation vor; mancher Quader- und Keupersandstein;

e) eisenschüssigen Sandstein, das Bindemittel besteht aus Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat in inniger Verbindung mit Thon oder Kalk und färbt den Sandstein dunkelgelb, rot oder braun;

f) bituminösen Sandstein, das Bindemittel besteht aus bitumenreichem Thone oder Kalke oder aus Asphalt;

g) Kaolinsandstein, das Bindemittel besteht aus weißlichem Kaolin, welcher z. B. in Thüringen ausgeschlemmt und zur Porzellanfabrikation benutzt wird.

Zu den Quarzkörnern, welche das Hauptmaterial des Quarzsandsteines bilden, gesellen sich nicht selten Körner oder Blättchen anderer Mineralsubstanzen in so reichlicher Menge, dass auch dadurch charakteristische Varietäten entstehen:

h) Glimmersandstein (Mikopsammit), glimmerreicher und dadurch etwas schieferiger Sandstein;

i) Grünsandstein (glaukonitischer Sandstein), neben den Quarzkörnern erscheinen hirsegroße, schießpulverähnliche Körnchen von arsengrünem bis dunkel lauchgrünem Glaukonit, durch welche das Gestein je nach der Menge derselben mehr oder weniger intensiv grün gefärbt wird. Nach Ehrenberg's Untersuchungen bestehen dieselben meist aus Foraminiferen-Steinkernen. Das Cement ist kalkig, mergelig oder thonig. Die Hauptentwickelung der Grünsandsteine fällt in die Kreideformation;

k) Arkose (Feldspatpsammit), ein Feldspat-Quarz-Glimmer-Sandstein. Körner von grauem Quarz, von rötlichem, zuweilen kaolinisiertem Orthoklas und Glimmerblättchen sind durch ein thoniges, kaoliniges oder kieseliges Cement verbunden. Die Arkose tritt als Glied der Steinkohlen-, der Buntsandstein-, der Tertiärformation und zwar namentlich in der Nähe von Granitmassen auf.

Endlich bezeichnet man die verschiedenen Sandsteine, je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe z. B. als Oldredsandstone, Kulmsandstein, Keupersandstein, Liassandstein, Hilssandstein, Braunkohlensandstein, Molassesandstein, — nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Spiriferensandstein, Walchiensandstein, Schilfsandstein, Nummulitensandstein, Cerithiensandstein, Blättersandstein, — nach ausgezeichneten Aufschlusspunkten und Vorkommen z. B. als Potsdamsandstein, Catskillsandstein, Vogesensandstein, Deistersandstein u. s. w.

66. **Konglomerate.**

Die Konglomerate bestehen aus abgerundeten Stücken (Rollstücken, Geröllen, Geschieben) irgend eines Minerales oder Gesteines, welche durch ein Bindemittel fest vereinigt sind. Die Mannigfaltigkeit der Konglomerate ist sehr groß und beruht:

1) auf der petrographischen Verschiedenheit der zum Konglomerat verbundenen Rollstücke, wonach man Quarzitkonglomerat, Kalk-

steinkonglomerat, Granitkonglomerat, Gneißkonglomerat, Grünsteinkonglomerat, Trachytkonglomerat, Basaltkonglomerat und endlich gemengte (polygene) Konglomerate unterscheidet, welche letztere Fragmente der verschiedensten Gesteinsarten umfassen;

2) auf der Verschiedenartigkeit des die Rollstücke verkittenden Cementes, welches eine kalkige, thonige, kieselige, sandige, eisenschüssige Beschaffenheit besitzt oder aus einem sehr feinen, geschlemmten Gesteinsschutte bestehen kann;

3) auf der Größe der Rollstücke, wonach man mehr oder weniger grobe Konglomerate unterscheidet;

4) auf der größeren oder geringeren Menge des Bindemittels, welches vor den Rollstücken vorwaltet, auf der anderen Seite aber auch von diesen fast vollkommen verdrängt werden kann;

5) auf dem Grade der Festigkeit, mit welcher die Rollstücke und das Cement zu einem Gesteine vereinigt sind.

Aus den zahllosen Modifikationen der Konglomerate verdienen als besonders wichtige Varietäten hervorgehoben zu werden:

a) das Konglomerat des Rotliegenden, ein Konglomerat von wallnuss- bis über kopfgroßen, zum Teil vollkommen kugelrunden Geschieben von Quarz, Hornstein, Kieselschiefer, Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Quarzporphyr, nebst scheibenförmigen Platten von Schiefern, zusammengehalten von einem stark eisenschüssigen, sandigen, zum Teil kieseligen Bindemittel, welches dem Ganzen eine rotbraune Farbe verleiht. Diese Konglomerate bilden in Deutschland die Hauptmasse der unteren permischen Formation;

b) die Grauwacke ist zusammengesetzt aus abgerundeten Fragmenten von Quarz, Thonschiefer, Kieselschiefer, Feldspatkörnern, zum Teil auch Glimmerblättchen, sehr fest cementiert durch ein zähes, kieseliges oder kieselig thoniges Bindemittel, welches letztere oft durch fein verteilte Anthracitstäubchen dunkel gefärbt wird und dadurch die dunkelgraue Farbe des Gesamtgesteins bedingt. Manche Grauwacken (Leipzig, Camenz) besitzen eine krystalline Grundmasse aus mikroskopischen Muscovit- und Biotitblättchen, Quarz, Rutil, Eisenglanz und Turmalin, nebst mehr oder weniger amorpher Zwischenmasse. Bei noch anderen (Innerste Thal, Wernigerode i. Harz, Gießen) wird das Cement durch Glimmerlamellen gebildet, welche wirre Aggregate bilden oder sich an die klastischen Bestandteile anschmiegen (Sauer, Klemm). Die eigentliche Grauwacke geht durch Feinerwerden ihres Kornes in die außerordentlich feinkörnigen Grauwackenschiefer über. Gelangt bei diesen das thonige Bindemittel zum Überwiegen, so entsteht die dichte Grauwacke. Die Grauwackengesteine spielen in der silurischen, devonischen und unteren Kohlen- (Kulm-) Formation eine wichtige Rolle (Böhmen, Vogtland, Harz, Thüringen, West-

falen). Als Sparagmit bezeichnen die skandinavischen Geologen die schieferigen, z. T. rötlichen Grauwacken ihrer Heimat;

c) Nagelflue, ein gemengtes Konglomerat, bestehend aus stark abgerundeten Rollstücken von meist jurassischen Kalksteinen und Sandsteinen, zwischen solchen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Gneiß, Serpentin, Gabbro u. s. w., zusammengehalten durch ein Cement von weißlichem, gelblichem oder rötlichem, mergeligem Kalksteine. Die Nagelflue ist ein stellenweise sehr mächtiges Glied der Tertiärformation, welche die nördlichen und nordwestlichen Alpenvorberge zusammensetzt (Rigi);

d) Puddingstein (Flintkonglomerat), abgerundete, nuss- bis faustgroße Konkretionen oder Gerölle von gelbem, braunem oder schwarzem Feuerstein liegen außerordentlich fest verkittet in einem feuerstein- oder hornsteinähnlichen Cemente von gelber oder grauer Farbe. In der Eocänformation Englands;

e) goldführendes, sog. blaues Konglomerat, ein festes, schwer zersprengbares Konglomerat von blaugrauer, unter dem Einfluss der Atmosphärilien braun werdender Farbe aus bis zentnerschweren Geschieben und Blöcken von Quarz, Kalkstein, Granit, Grünstein, Serpentin, Glimmerschiefer Thonschiefer u. a., welche durch ein sehr festes, kieseliges, von Schwefelkies imprägniertes Bindemittel von bläulichgrauer Farbe zusammengekittet werden. Neben den aufgezählten Geschieben tritt Gold in bedeutender Menge auf; das Bindemittel umfasst nicht nur kleine Körner, Blätter und Bleche des edlen Metalles, sondern zahlreiche, erbsen- bis nuss-, ja taubeneigroße Rollstücke desselben, so dass stellenweise ein förmliches Goldkonglomerat entsteht. Diese 2—6 m mächtige Konglomeratlage findet sich in einem tertiären Flussbette am Westabhange der Sierra Nevada in Californien.

Die Geschiebe mancher Konglomerate, namentlich solche von Kalkstein, zeigen zuweilen die merkwürdige Erscheinung gegenseitiger Eindrücke. So sind z. B. fast alle Kalkgeschiebe in der Nagelflue von Rapperswyl mit oft so tiefen Eindrücken an entgegengesetzten Seiten versehen, dass häufig nur eine sehr dünne Scheidewand übrig bleibt. Aber auch die Gerölle von Quarz, Quarziten, Grauwackensandsteinen, Granit, Diorit, Porphyrit u. a. weisen Eindrücke ihrer Nachbarn auf und sind oft gleichzeitig zerborsten, gedrückt und verschoben (bei Aachen, Frankenberg in Hessen, Gebweiler im Elsass, Hainichen, Leipzig; vergl. A. Rothpletz. Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. 1879. S. 355).

67. Breccien.

Breccien bestehen aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken von Mineralien oder Gesteinen, welche durch irgend ein Bindemittel fest mit einander vereinigt sind.

Ihrer Entstehungsweise nach muss man die Breccien in Zusammenschwemmungs-, Kontakt- und Reibungsbreccien trennen. Erstere bestehen aus zusammengeschwemmten Gesteinsfragmenten, welche durch chemische oder mechanische Absätze des Wassers zu einem neuen Gesteine verkittet worden sind. Diese Breccien sind mit den Konglomeraten auf das engste verwandt und gehen durch Abrundung der Ecken und Kanten ihrer Gesteinsbruchstücke in Konglomerate über. Jene wie diese besitzen eine außerordentliche Mannigfaltigkeit, welche vorzugsweise auf der petrographischen Verschiedenartigkeit der Bruchstücke und der Beschaffenheit des Bindemittels beruht. Als besonders eigentümliche Varietäten sind hervorzuheben:

a) Tapanhoancanga, zoll- bis fußgroße, eckige Bruchstücke von Magneteisenerz, Eisenglanz, Brauneisenstein werden durch ein Cement von Roteisenstein, Brauneisenstein oder Eisenocker zusammengekittet. Als zufällige Einschlüsse werden Gold, Topas, Diamant, Rutil gefunden. Dieses Gestein bildet in der Provinz Minas Geraes in Brasilien eine weit ausgedehnte oberflächliche Decke;

b) Haselgebirge, Thone, welche mit Steinsalzbrocken und Fragmenten der benachbarten Gesteine angefüllt sind und die Steinsalzbildungen in den nördlichen Alpen zu begleiten pflegen;

c) Knochenbreccien, Kalksteinbruchstücke und Fragmente von Konchylien, namentlich aber von Knochen und Zähnen von Wirbeltieren werden durch ein eisenschüssiges, sandig thoniges oder sandig kalkiges Bindemittel mehr oder weniger fest verbunden. Solche Breccien von Rhinoceros-, Hirsch- und Pferdeknochen finden sich z. B. in den Spalten des Kalksteingebirges am mittelländischen Meere, solche von Knochen des Ursus spelaeus, der Hyaena spelaea namentlich in Höhlen, so in der von Muggendorf, in der Baumannshöhle, in der Adelsberger Grotte und vielen anderen, — und endlich solche von Reptilien- und Fischresten, das Bonebed, als eine nur einige Centimeter mächtige Lage in der Grenzbildung zwischen Keuper und Lias.

Reibungsbreccien entstehen dadurch, dass durch Bewegung der Wände einer Verwerfungsspalte aneinander Gesteinsfragmente losgebrochen und später durch mineralische Ausscheidungen aus eindringenden wässerigen Lösungen wieder zusammengekittet werden. Derartige Zertrümmerungsvorgänge wiederholen sich zuweilen auf einer älteren, bereits zum Mineralgang ausgefüllten Spalte. Dann liefern die zertrümmerten Ganggesteine die Fragmente der Reibungsbreccie. Hierher gehören z. B. der Quarzbrockenfels, Quarz- und Hornsteinfragmente werden durch Quarz oder Eisenkiesel fest verbunden. Die Spalten zwischen den Bruchstücken sind häufig durch Quarz-, Amethyst- und Eisenglanzkrystalle inkrustiert; im Erzgebirge weit verbreitet.

Eruptiv-, Grenz- oder Kontaktbreccien nennt man scharfeckige Gesteinsfragmente, welche durch eruptives, krystallinisches Gesteinsmaterial sehr fest verkittet sind. Zwei Fälle des Abstammens der Bruchstücke sind möglich; entweder wurden sie durch die aufsteigende Eruptivmasse von dem Nebengesteine losgerissen, sind also fremdartige Gesteinseinschlüsse in dem festgewordenen Eruptivgestein, — oder sie entstanden durch Zertrümmerung der bereits festgewordenen Oberfläche durch nachdringende, noch flüssige Gesteinsmasse. Dann ist das Material der Bruchstücke und des Cementes identisch oder höchstens durch die Größe des Kornes verschieden; Breccien ersterer Art finden sich häufig an den Grenzen von Graniten (Erzgebirge, Fichtelgebirge), Quarzporphyr (z. B. bei Wendisheim in Sachsen), Syenit (z. B. bei Marquette am Lake Superior), Basalt (z. B. bei Salesl in Böhmen). Breccien von identischer Zusammensetzung der Bruchstücke und des Cementes sind namentlich bei den Quarzporphyren (z. B. bei Friedrichroda und Oberhof im Thüringer Walde, Niedeck in den Vogesen) und den Diabasen (Vogtland, Thüringen, Harz) bekannt.

3. Familie. Thongesteine.

Die Schlamm- und Thon- (oder limatischen) Gesteine besitzen ein erdiges homogenes Aussehen, bestehen aus feinen Staubkörnchen und Schüppchen, den Rückständen der Verwitterung, namentlich feldspatreicher Gesteine.

68. **Kaolin** (Porzellanerde).

Der Kaolin ist eine aus sehr feinen, staubartigen, erdigen Teilchen, sehr häufig aber auch aus mikroskopischen perlmutterglänzenden, sechsseitigen Krystallschüppchen bestehende, zerreibliche, meist abfärbende Masse von vorherrschend weißer, gelblicher oder rötlicher Farbe. In seiner reinsten Form ist der Kaolin zweifach kieselsaure Thonerde mit 2 Atomen Wasser und dem entsprechend 47,05 Kieselsäure, — 39,21 Thonerde, — 13,74 Wasser, eine Zusammensetzung, welche jedoch größeren Schwankungen unterworfen ist. Auf ursprünglicher Lagerstätte ist der Kaolin durch beigemengte Glimmerblättchen und Quarzkörner verunreinigt.

Der Kaolin ist das Residuum der Feldspatzersetzung, so dass namentlich Granite, Gneiße und Porphyre das Material zur Kaolinbildung gegeben haben und Gebiete dieser Gesteinsarten die Heimat der Kaolinlagerstätten sind, so bei Karlsbad in Böhmen, bei Schneeberg in Sachsen, in der Umgegend von Halle und Altenburg.

69. **Thon, Lehm, Löfs.**

Der Thon (Pelit) ist eine in trockenem Zustande erdige, milde und zerreibliche, an der Zunge klebende, in feuchtem Zustande plastische Masse von weißer, grauer, gelblichgrünlicher, brauner oder blauer Farbe. Die Thone sind wasserhaltige Thonerdesilikate, welchen Spuren von kohlensaurer

Kalkerde und Magnesia, sowie von Eisen- und Manganhydroxyd beigemengt sind, ein geschlemmtes, zusammengeschwemmtes Zersetzungsprodukt feldspatreicher Gesteine. Von zufälligen Bestandteilen sind Krystalle und Krystallgruppen von Schwefelkies, Strahlkies und Gyps zu erwähnen; ferner umfasst er nicht selten Konkretionen von Sphärosiderit, Thoneisenstein und Kalkmergel und sehr häufig wohlerhaltene organische Reste. Als die wichtigsten Varietäten des Thones sind anzuführen:

a) Töpferthon, die reinste Varietät, weiß, hellgraublau und sehr plastisch, brennt sich rot;

b) bituminöser Thon, dunkelgrau bis schwarz, bleicht beim Glühen;

c) Salzthon, bituminöser, mit Kochsalz imprägnierter Thon, Begleiter der Steinsalzlagerstätten;

d) Alaunthon, bituminöser, mit Schwefelkiesteilchen imprägnierter Thon;

e) Septarienthon, ein an kalkigen und mergeligen Nieren reicher Thon der Tertiärformation;

f) Basaltthon (Wackenthon), das Endprodukt der Zersetzung des Basaltes, besteht wesentlich aus wasserhaltigem Thonerdesilikat und ist als Residuum der Basalte zu betrachten, welchen durch kohlensäurehaltige Wasser Kali, Natron, Kalkerde und ein Teil des Eisenoxyduls und der Kieselsäure entführt worden sind;

g) Walkerde (Fullers earth), eine erdige, thonähnliche, etwas fettige, im Striche glänzende, durchaus nicht plastische, sondern im Wasser zerbröckelnde Masse gelblichgrüner bis olivengrüner Farbe. Sie ist ebenfalls ein wasserhaltiges Thonerdesilikat, welchem konstant etwas Magnesia, und fast stets etwas Kalk und Eisenoxyd beigemengt ist. Sie geht aus der Zersetzung von Diabasen und Gabbro hervor und ist namentlich bei Rosswein in Sachsen, in Steyermark, in England (Fullers earth, ein Glied der dortigen Juraformation) entwickelt.

Die Thone sind namentlich in den jüngeren Formationen vom Jura an entwickelt und werden nach ihrer Stellung im Schichtensysteme, sowie nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Wealdenthon, Hilsthon, — Amaltheenthone und Ornatenthone bezeichnet.

Lehm. Ist der Thon durch feinen Quarzsand und Glimmerblättchen sowie Eisenoxydhydrat verunreinigt, so fühlt er sich rauh und mager an und wird zum Lehm.

Geschiebelehm (Geschiebemergel, Blocklehm) ist ein grauer, gelblicher, brauner oder fast schwarzer, sandig-grandiger, sich kratzig anfühlender, oft kalkhaltiger Lehm, das Zermalmungsprodukt der verschiedenartigsten Gesteine durch Gletscher. In ihm stecken wirr und ordnungslos kleinere und größere, z. T. geschrammte Geschiebe (erratische Blöcke).

Laterit ist ein zelliger, in trockenem Zustande schlackenähnlicher,

eisenschüssiger, roter Lehm, der unter dem Einflusse bedeutender Niederschläge, tropischer Temperatur und üppiger Vegetation in Indien, Brasilien und Afrika aus der Zersetzung der Gesteine hervorgeht.

Manche Pelite bestehen nicht aus thonigem, sondern aus fast reinem, außerordentlich fein zerriebenem Quarzstaub. Man hat diese Accumulate als Quarzpelit oder Lößsand bezeichnet. Dieselben sind nicht plastisch, zerfallen im Wasser, färben mehlartig ab, bilden senkrechte Abstürze. Besitzen sie einen Kalkgehalt, führen Kalkkonkretionen (Lößkindel, Lößmännchen) und Landschnecken, sowie Säugetierreste, so nennt man sie Löß. Lehm, Pelit und Löß bilden mächtige oberflächliche Ablagerungen an Bergabhängen, auf Plateaus und in Thälern, — der Löß z. B. im Rhein- und Donauthale, — der Geschiebelehm in der norddeutschen Ebene.

Der Tschernosem ist ein durch Humus schwarz gefärbter Löß mit 6 bis 10 Prozent organischer Substanz, welcher eine außerordentliche Verbreitung im zentralen und südlichen Rußland, in Sibirien, sowie in den Prärieen des südlichen Nordamerika hat, wo erstellen weise eine Mächtigkeit von 7 m erreicht.

An manchen Lokalitäten sind die Thone in Folge der Einwirkung von Kohlenbränden oder basaltischen Eruptionen gebrannt und gefrittet und zu ganz eigentümlichen Gesteinen umgewandelt worden, welche man Porzellan- und Basaltjaspis nennt. Diese besitzen eine ziemliche Härte, muscheligen Bruch, schwachen Fettglanz und graue oder rote, zum Teil geflammte oder gestreifte Färbung (Duttweiler bei Saarbrücken, Siebengebirge, Zwickau, Teplitz, Bilin).

70. **Mergel.**

Die Mergel sind innige Gemenge von Kalkstein oder Dolomit mit Thon, wozu außerdem noch feine Glimmerschüppchen und Quarzkörnchen treten. Der Thongehalt beträgt zwischen 20 bis 60 Prozent der ganzen Gesteinsmasse, welche entweder erdig oder schieferig und mehr oder weniger bituminös sein kann. Die Mergel sind durch Eisenoxydul und Eisenoxydhydrat grünlich, gelblich oder braunrot, in Folge starken Bitumengehaltes grau bis schwarz gefärbt und bleichen im letzteren Falle im Feuer. An der Luft blättern sie sich auf, zerfallen in würfelige Bröckchen, welche allmählich zu Erdkrume werden. Neben Kalkstein und Sandstein bilden die Mergel das Hauptgesteinsmaterial der geschichteten Formationen.

Kupferschiefer nennt man gewisse dünnschieferige Mergel, welche reich an Fischresten, in Folge davon stark bituminös und deshalb schwarz gefärbt sind und in ihrer Gesteinsmasse außerordentlich feine Kupfererzpartikelchen eingesprengt enthalten. Auf der Gewinnung dieses Kupferschiefers beruht der großartige Mansfelder Bergbau.

Manche Kalkmergel sind mehr oder weniger reich an grünen Glaukonitkörnern; man findet derartige Glaukonitmergel namentlich in West-

falen, Frankreich und an der atlantischen Küste von New-Jersey, wo sie der Kreideformation angehören.

Brandschiefer sind braunschwarze oder pechschwarze Mergelschiefer, welche so stark von Bitumen imprägniert sind, dass sie mit rußender Flamme brennen (Seefeld in Tirol, Walgau in Bayern, Oschatz in Sachsen, Ölschiefer von Boll in Württemberg).

71. Schieferthon.

Der Schieferthon ist ein mildes, ziemlich weiches, schieferiges Gestein, welches aus verhärtetem Thone mit kleinen Glimmerblättchen und Quarzstäubchen besteht. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass neben fein zerriebenen und abgerundeten klastischen Gesteinselementen krystallinische Ausscheidungsprodukte (Mikrolithe von Hornblende, Schuppen von Kaliglimmer, Klümpchen von Quarz, Blättchen von Eisenglanz und bräunliche oder grünliche mikroskopische Nädelchen unbestimmbarer Natur), welche parallel der Schieferungsebene gelagert sind, und neben diesen ein Alles cementierender Grundteig eine wichtige Rolle bei der Zusammensetzung der Schieferthone spielen. Letztere sind gewöhnlich grau bis schwarz gefärbt und nicht selten reich an pflanzlichen und tierischen Resten. Schwefelkies ist ein sehr gewöhnlicher zufälliger Gemengteil desselben. Als Schieferletten bezeichnet man die roten und bunten, als Brandschiefer von Bitumen imprägnierte Schieferthone.

Die Schieferthone sind ausgezeichnet geschichtet, sie wechsellagern mit Kalksteinen, Sandsteinen, Mergeln und Kohlenflötzen und gewinnen namentlich in der Kohlen-, Lias-, Wealden- und Tertiärformation eine bedeutende Entwickelung, während Schieferletten namentlich im Rotliegenden und Buntsandstein vertreten sind.

72. Thonschiefer.

Der Thonschiefer ist ein ausgezeichnet schieferiges, hartes Thongestein von meist grauer oder schwarzer, durch einen geringen Gehalt an kohliger Substanz hervorgebrachter Farbe, zuweilen durch Eisenoxyd gelb, grün, rot gefärbt. Auf dem Bruche matt, homogen und anscheinend nicht krystallinisch. Sehr gewöhnlich mit Schwefelkieskrystallen und -konkretionen, ferner mit Quarznestern, -trümern und -schnüren, sowie Kalksteinknollen und endlich organischen Resten. Die mikroskopische Untersuchung silurischer und devonischer Schiefer hat ergeben, dass sie nicht bloß aus klastischen und pelitischen Gesteinselementen bestehen, nicht lediglich den erhärteten, fein zerriebenen Schlamm präexistierender Felsarten darstellen, sondern dass sie mikroskopische krystallinische Gemengteile in sich enthalten, welche oft sogar die hauptsächlichste Rolle bei der Zusammensetzung jener Schiefer spielen. Die mikrokrystallinischen Bestandteile sind: gelblichbraune Nädelchen von Rutil, alle der ursprünglichen Schieferungsebene parallel gelagert, — grünliche oder gelbliche Glimmertäfelchen, —

Kalkspatschüppchen, — ovale oder rundliche Quarzkörnchen mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen. Die Ränder der Quarzausscheidungen verfließen förmlich in die umgebende Gesteinsmasse; um sie stehen zuweilen radial angeordnete zarte Glimmerblättchen allseitig herum.

Die chemische Zusammensetzung des Thonschiefers ist eine schwankende; doch ergiebt eine größere Anzahl von Analysen folgenden Durchschnitt: Kieselsäure 59,00, — Thonerde 20,00, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 7,40, — Magnesia 2,80 — Kalkerde 1,60, — Kali 3,50, — Natron 1,10, — Glühverlust (Bitumen und Wasser) 4,00. —

Neben dem gemeinen, an accessorischen Gemengteilen reichen, wenig ebenschieferigen Thonschiefer unterscheidet man:

a) Dach- und Tafelschiefer, die reinsten, sehr ebenschieferigen Varietäten des Thonschiefers, von grauer bis schwarzer Farbe, die sich leicht in dünne Tafeln spalten lassen (St. Goar am Rhein, Lehesten im Thüringer Walde, Goslar am Harz);

b) Griffelschiefer, reine, feste Thonschiefer, welche sich in Folge des Zusammentretens zweier Schieferungen in griffelförmige Stengel spalten lassen (Sonneberg in Thüringen);

c) Wetzschiefer, eine gelbliche oder grünlichgraue, ganz homogene, von Kieselsäure durchdrungene Thonschiefermasse (Katzhütte in Thüringen);

d) Zeichenschiefer, feinerdige, weiche, milde, schwarze, sehr kohlenstoffreiche Thonschiefer (Haselbach im Thüringer Walde);

e) Alaunschiefer, von kohligen Substanzen und von Schwefelkies imprägnierte Schiefer von schwärzlicher Farbe. Der Kohlenstoff erscheint zuweilen als Anthracit in bunt angelaufenen Häutchen und Schuppen auf den Klüften und Spalten des Gesteines. Aus der Verwitterung des Schwefelkieses gehen Eisenvitriol, sowie Alaun hervor (Reichenbach im Vogtlande);

f) Grauwackenschiefer und dichte Grauwacke (siehe S. 117), eine außerordentlich feinkörnige bis dichte, schieferige, zum Teil glimmerreiche, zum Teil vollkommen thonschieferige Varietät der Grauwacke.

Der Thonschiefer ist ausgezeichnet geschichtet, wechsellagert mit Kieselschiefern, Kalksteinen, Sandsteinen, Grauwacken, und ist namentlich in der silurischen, devonischen, zum Teil auch noch in der karbonischen, nur ausnahmsweise in jüngeren Formationen entwickelt. Seine Schieferung fällt oft nicht mit der Schichtung zusammen, sondern durchsetzt die Thonschiefermasse ganz unabhängig von dieser, eine Erscheinung, welche als falsche oder transversale Schieferung bezeichnet wird (siehe sub Architektonische Geologie).

Thon, Schieferthon, Thonschiefer und Phyllit gehen ineinander über und lassen sich nur in ihren Extremen unterscheiden. Der echte Phyllit be-

sitzt ein entschieden krystallinisches Gefüge, umschließt zahlreiche zufällige Gemengteile und gehört namentlich der Ur-Schieferformation an. Der Thonschiefer ist im Bruche matt, fest, ausgezeichnet schieferig, besitzt sehr gewöhnlich falsche Schieferung, ist oft versteinerungsreich, führt aber nur wenig zufällige Gemengteile und gehört namentlich der älteren, der weiche, milde Schieferthon endlich der mittleren und jüngeren Formationsgruppe an.

4. Familie. **Tuffe.**

Die Tuffe sind zum Teil erhärtete, zersetzte vulkanische Schlammmassen, zum Theil vulkanische Zusammenschwemmungsgebilde, d. h. Gesteine, deren Material in Form von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapilli durch vulkanische Eruptionen geliefert und durch die Mitwirkung des Wassers zusammengeschwemmt, geschichtet und zum Teil stark zersetzt wurde.

73. Porphyrtuff.

Der Porphyrtuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges oder ein körniges, sandsteinähnliches, zum Teil löcherig zelliges, buntes, in seinen Farben ungemein wechselndes, auch schneeweißes Gestein, welches aus der Anhäufung, Zusammenschwemmung und Schlemmung, sowie der teilweisen oder vollständigen Zersetzung von porphyrischen, feineren oder gröberen Auswurfsprodukten hervorgegangen ist. Je nach der Größe der letzteren unterscheidet man: feinerdige bis sandsteinartige Thonsteine, arkoseartige Tuffe, Krystalltuffe und Lapilli- oder Schlackentuffe, welche durch Übergänge innig miteinander verknüpft sind. Sie umschließen nicht selten Pflanzenversteinerungen, besonders verkieselte Psaronien, Cycadeen- und Coniferenstämme. Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Porphyrtuffe ist der der Quarzporphyre außerordentlich ähnlich. Manche Thonsteine sind von Kieselsäure imprägniert, deshalb über stahlhart und buntfarbig gebändert, so der sogen. Bandjaspis von Kohren (Kohrnit). Die Porphyrtuffe sind zum Teil sehr deutlich geschichtet, wechsellagern unter sich oder mit Porphyrergüssen und treten z. B. im erzgebirgischen Bassin, ferner am Nordwestrande des Granulitgebirges, also bei Chemnitz, Frohburg, Wechselburg und Rochlitz, als Glieder des mittleren Rotliegenden in Verbindung mit Porphyren, ebenso bei Rednitz in Böhmen und bei Döhlen unweit Dresden auf. Vom argentinischen Ostabhange der Cordillere beschrieb Stelzner echte Quarzporphyrtuffe mit silurischen Versteinerungen. Zuweilen bilden die Porphyrtuffe bergartige Aufschüttungen von 50 bis 80 m Mächtigkeit, also alte vulkanische Schuttkegel, so den Zeisigwald bei Chemnitz und den Rochlitzer Berg.

74. Grünsteintuff, Diabastuff.

Der Grünstein- oder Diabastuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges Aggregat von feinem, sand- oder staubartigem Diabasschutt von meist schmutzig grüner Farbe, welches von kohlensaurem Kalke innig imprägniert ist. Die Grünsteintuffe sind häufig schieferig und führen, abgesehen von größeren Diabasbrocken, nicht selten organische Reste (so solche der Devonformation bei Planschwitz in Sachsen). Sehr gewöhnlich gehen sie durch das Auftreten und die Überhandnahme thoniger, echt sedimentärer Beimengungen in Grauwackenschiefer über und bilden im Vogtlande, in Oberfranken, in Devonshire zwischen silurischen und devonischen Gesteinen mächtige Ablagerungen, welche mit Diabasen in engstem Zusammenhange stehen. In Südtirol bildet feinkörniges, geschlemmtes Augitporphyrmaterial eine regelmäßige Folge von dünnen Tuffschichten, welche das Aussehen von bald lockeren, bald festen, körnigen, schwarzen Sandsteinen besitzen und zwischen die Schichten der oberen Trias eingeschaltet sind.

75. Schalstein.

Der Schalstein ist der Hauptsache nach ein schieferiger, von kohlensaurem Kalke imprägnierter Diabastuff, gemengt mit Kalk- und Thonschlamm. Die Grundmasse desselben ist feinerdig, schieferig, grün, grau, gelblich oder rötlich gefärbt oder bunt gefleckt und durch und durch von kohlensaurem Kalke und zum Teil von Chloritschüppchen imprägniert. Dieselbe umschließt Bruchstücke von Thonschiefer, spärliche Krystallkörner von Feldspat und Lagen, Nester und Trümer, sowie Mandeln von Kalkspat. Wittern diese letzteren aus, so entstehen löcherige, schwammige Gesteine, die Blattersteinschiefer. Die mittlere chemische Zusammensetzung der Schalsteine beträgt: Kieselsäure 34,10, — Thonerde 13,10, — Eisenoxyd 5,80, — Eisenoxydul 2,40, — Magnesia 1,60, — Kali 2,40, — Natron 2,80, — Karbonate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Manganoxydul 33—34,00, — Wasser 3,10, — Phosphorsäure Spur; — spezifisches Gewicht = 2,6 bis 2,8.

Die Schalsteine stehen auf der einen Seite mit den Diabasen, auf der anderen mit devonischen echten Sedimentärgesteinen in engster Beziehung. Manche Schalsteine, so im Nassauischen, führen devonische Versteinerungen. Die Schalsteine sind namentlich dem Devon Nassaus, des Harzes und dem Silur Böhmens eingeschaltet.

76. Tuffe der trachytischen und basaltischen Gesteine.

a) Trachyttuff, ein bald lockerer, bald dichter und fester Tuff von zerkleinertem, zum Teil zersetztem trachytischen Materiale, welches bald eine kreideartige, erdige, bald eine körnige, sandsteinartige, bald eine feinbreccienartige Beschaffenheit und vorherrschend lichtgraue oder lichtgelbliche Farben besitzt. Die Masse umschließt nicht selten Krystalle von

Sanidin, Hornblende und Magneteisenerz, sowie fremdartige Gesteinsbrocken, enthält auch zuweilen pflanzliche Reste, ferner Schnüre, Nester und Trümer von Opal (edler Opal unweit Kaschau in Ungarn) und geht durch Aufnahme von Trachytgeröllen in Trachytkonglomerat über.

Die Hauptlagerorte des Trachyttuffes sind das Siebengebirge, Centralfrankreich, die Euganeen, die Umgegend von Schemnitz in Ungarn.

b) Phonolithtuff, ein weißer bis bräunlichgrauer Tuff von zerkleinertem, phonolithischem Materiale, welches eine mürbe, erdige Beschaffenheit besitzt, gewöhnlich verwitterte Bruchstücke von Phonolith, sowie Krystalle von Augit, Hornblende, Sanidin, Glimmer und endlich fremdartige Gesteinsbrocken umschließt und durch Aufnahme von abgerundeten Phonolithfragmenten in Phonolithkonglomerat übergeht. Im Hegau, bei Teplitz.

c) Bimssteintuff und Trass, ein weißes, gelbes, graues, erdiges bis dichtes, sich rauh anfühlendes Aggregat von zerriebenen Bimssteinteilchen, oft Brocken von Trachyt und Bimsstein, ferner Glimmerblättchen, Sanidin- und Granatkrystalle umschließend und mit Bimssteinkonglomeraten eng verknüpft. Am Laacher See, bei Schemnitz in Ungarn, in der Auvergne, in der Umgegend von Neapel (dort Puzzolan und Pausilipptuff genannt), auf Teneriffa (dort Tosca genannt). Eine lokale Varietät des Bimssteintuffes, welche in den Thälern der Umgebung des Laacher Sees (Brohlthal und Nettethal) mächtige Ablagerungen bildet, ist der Trass (Duckstein). Er ist eine unrein gelblichgraue, erdige Masse, welche Fragmente von Bimsstein, Grauwacke, Thonschiefer, Basalt, Lava und Krystalle von Sanidin, Leucit, Augit, Hornblende, Glimmer, Hauyn und endlich auch verkohlte Baumstämme und Äste umschließt und zur Darstellung von hydraulischem Mörtel verwandt wird.

d) Alaunstein, ein weißer oder gelblicher erdiger Trachyt- oder Bimssteintuff, welcher von Alunit in feinen Körnchen und Kryställchen imprägniert oder in Gängen und Trümern durchschwärmt wird, die das Produkt der Einwirkung von Solfataren auf die Tuffe sind. Bei Tokai in Ungarn, in der Auvergne, bei Tolfa in Italien.

e) Basalttuff, ein dichtes oder erdiges, schmutzig graubraunes Aggregat von fein zerriebenem, ziemlich zersetztem Basaltmateriale, welches Brocken von teilweise zersetztem Basalte, ferner Krystalle von Olivin, Augit, Hornblende, Glimmer und Magneteisenerz, sowie Adern und Nester von Kalkspat, Aragonit und Zeolithen, endlich organische Reste umschließt und mit Basaltkonglomerat eng verknüpft ist. Vergesellschaftet mit diesem und wechsellagernd mit Basaltdecken, zum Teil als Glied der Braunkohlenformation, findet er sich am Vogelsgebirge, im nördlichen Böhmen, am Habichtswald bei Kassel.

f) Peperin, ein schmutzig graubrauner, feinerdiger, weicher Tuff, in

welchem zahlreiche Krystalle von Glimmer, Augit, Leucit, Magneteisen verteilt liegen, welcher außerdem eckige Bruchstücke von weißem, körnigem Kalkstein, Basalt und Leucitophyr umschließt. Der Peperin bildet z. B. mächtige Ablagerungen im Albaner Gebirge und in dessen Umgebung.

g) Palagonittuff, ein geschichteter, brauner Basalttuff, welcher zahlreiche kleine Partikelchen, eckige Körner und Brocken eines in seinem Äußeren an Kolophonium erinnernden, honiggelben bis braunen Basaltglases, des Palagonites, umschließt, der zuweilen zum vorwaltenden, ja sogar zum einzigen Bestandteile des Gesteines werden kann (Palagonitfels). Außerordentliche Verbreitung hat der Palagonittuff auf Island, ferner auf Sicilien, den canarischen Inseln, den Galapagos. Derselbe ist jedoch auch in der Eifel, am Habichtswalde, in Nassau nachgewiesen.

h) Leucittuff, ein dunkel gelblichgrauer Tuff, dessen feinerdige Grundmasse verwitterte schneeweiße Leucite und neben diesen Krystalle von Augit, Glimmer, Sanidin, sowie Bruchstücke von Leucitophyr und devonischen Schiefern umschließt. In der Umgebung des Laacher Sees.

Dritter Abschnitt.

Dynamische Geologie.

Die dynamische Geologie ist die Lehre von den Kräften, unter deren Mitwirkung das Gesteinsmaterial und die Oberflächenverhältnisse der Erde entstanden sind und noch entstehen, sie ist die Lehre von den Agentien in dem Entwickelungsprozesse der Erde. Als solche müssen namentlich der Vulkanismus, die mechanische und chemische Thätigkeit des Wassers, sowie der atmosphärischen Luft, und die Thätigkeit des organischen Lebens gelten. Für die großartige Wirksamkeit aller aber ist die Länge der geologischen Zeiträume ein Hauptfaktor.

Ch. Lyell. Principles of Geology. 12. ed. London 1875.

Der Vulkanismus.

Begriff des Vulkanismus. Unter Vulkanismus verstehen wir den Inbegriff aller derjenigen Erscheinungen, welche in ursächlichem Zusammenhange mit der Glut des Erdinneren stehen.

Hierher gehören nicht nur die Eruptionen geschmolzener und zum Teil durch Dampfexplosionen zerstäubter Gesteinsmassen und ihr Aufbau zu Vulkanen, ferner die Dampf-, Gas- und heißen Wasserausströmungen aus Mofetten, Fumarolen, Solfataren, Thermen und Geysirs, sondern auch Erdbeben und die Niveauveränderungen weiter Gebiete der Erdkruste, sowie der Prozess der Gebirgsbildung.

I. Vulkane und ihre Thätigkeit.

Allgemeine Litteratur:

A. von Humboldt und Bonpland. Reise in die Äquinoktialgegenden des neuen Kontinents von 1799 bis 1804. Stuttgart 1822.

A. von Humboldt. Über den Bau und die Wirkung der Vulkane. Berlin 1824.

L. von Buch. Über die Zusammensetzung der basaltischen Inseln und über Erhebungskratere. Berlin 1818.

L. von Buch. Physikalische Beschreibung der canarischen Inseln. Berlin 1825.
L. von Buch. Über Erhebungskratere und Vulkane. Berlin 1835.
G. Landgrebe. Naturgeschichte der Vulkane und der damit in Verbindung stehenden Erscheinungen. Gotha 1855.
G. Hartung. Betrachtungen über die Erhebungskratere. Leipzig 1862.
F. von Hochstetter. Vulkanische Bildungen (Geologie von Neuseeland). Wien 1864 und 1866.
K. von Seebach. Vorläufige Mitteilung über die typischen Verschiedenheiten im Bau der Vulkane und über deren Ursache. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1866. S. 643.
G. Poulett Scrope. Über Vulkane. 2. Aufl., übersetzt von G. A. von Kloeden. Berlin 1872.
G. Poulett Scrope. Die Bildung der vulkanischen Kegel und Kratere, übersetzt von C. L. Griesbach. Berlin 1873.
Rob. Mallet. Über vulkanische Kraft, übersetzt von A. von Lasaulx. Bonn 1875.
C. W. C. Fuchs. Vulkane und Erdbeben. Internat. wiss. Bibl. XVII. Leipzig 1875.
C. W. C. Fuchs. Berichte über die vulkanischen Erscheinungen der Erde in den Jahren 1865 bis 71. Neues Jahrb. f. Min. in den Jahrgängen 1866 bis 72, von 73 an in Tschermaks mineral. Mitteil.
Ed. Reyer. Beitrag zur Physik der Eruptionen u. d. Eruptivgesteine. Wien 1877.
Tschermak. Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitzb. d. K. Akad. d. Wiss. I. Abt. März 1877. Wien.
A. Streng. Beitrag zur Lehre des Plutonismus. Tschermak's min. u. petr. Mitteil. I. 1878. S. 40.
G. Pilar. Grundzüge der Abyssodynamik. Agram 1881.

Begriff eines Vulkanes. Ein Vulkan ist ein Berg oder Hügel, der durch einen Kanal mit dem Erdinnern in Verbindung steht oder gestanden hat, aus welchem glutflüssiges, z. T. durch Gas- und Dampfexplosionen zerspratztes Material hervorgedrungen ist und sich aufgetürmt hat.

Nach ihrer Bauart und Entstehungsweise unterscheidet man nach K. v. Seebach's Vorgang zweierlei Vulkantypen. Ist mit der Eruption von glutflüssigem Materiale eine reichliche Entwickelung von Gasen und Dämpfen verbunden, so baut sich durch lagenweise Anhäufung der infolge solcher Explosionen entstandenen und emporgeschleuderten Aschen und Lapilli ein geschichteter Vulkan auf; steigen hingegen glutflüssige Massen mit geringfügiger Beteiligung von Gasen und Dämpfen in die Höhe, so stauen sie sich auf der Erdoberfläche zu massigen Vulkankuppen an, oder breiten sich deckenartig aus (vergleiche § 19).

a) Die Schicht- oder Stratovulkane.

(Vulkane im engeren Sinne).

§ 1. **Charakter derselben.** Die Schichtvulkane bestehen aus mehr oder weniger regelmäßigen Lagen, Schichten und Bänken von ausgeworfenem oder ausgeflossenem vulkanischen Materiale, welche von einer durch den Eruptionskanal repräsentierten Achse aus nach außen zu geneigt sind.

Die Form der meisten Schichtvulkane ist die eines mehr oder weniger stark abgestumpften, flachen oder steilen und auf seinem Gipfel vertieften Kegels. Nach ihrer Entstehungsweise ist die Gestalt dieser Vulkane steten Schwankungen unterworfen, jeder vulkanische Ausbruch vermag eine vollständige Veränderung der Konturen hervorzubringen. Ebensowenig wie diese sind die Dimensionen der Vulkankegel konstant; eine fortgesetzte gemäßigte Thätigkeit erhöht im allgemeinen den Berg durch die ausgeworfenen Produkte, heftige Ausbrüche hingegen pflegen ihn teilweise zu zerstören. So ist der Vesuv in den letzten 40 Jahren um 150 m gewachsen, — die Hekla im Jahre 1845 um 150 m niedriger geworden; bei der Eruption des 800 m hohen Krakatau im Jahre 1883 stürzte die eine Hälfte desselben bis zu einer Meerestiefe von 200 bis 300 m zusammen. Überhaupt aber schwanken die Höhen der verschiedenen Vulkane in eben den weiten Grenzen wie die der nicht vulkanischen Berge. Es gehören einige Vulkane zu den höchsten Gipfeln der Erde, der Cotopaxi erreicht 5943 m, der Sahama 6800 m, der Ätna 3304 m, der Pic von Teneriffa 3615 m Höhe, — andere erheben sich kaum 30 m über das Territorium, auf das sie aufgesetzt sind.

Als der wichtigste Teil der Stratovulkane ist der Kanal anzusehen, welcher durch die feste Erdkruste bis auf das glutflüssige Erdinnere reicht, wo der Ausgangspunkt der vulkanischen Thätigkeit zu suchen ist; er bildet den Weg, auf welchem gasförmige oder glutflüssige Eruptionsmaterialien aus der Tiefe bis zur Erdoberfläche gelangen. Er ist übrigens nur bei im Zustande der Thätigkeit befindlichen Vulkanen offen, d. h. für vulkanische Produkte passierbar; bei erloschenen oder im Zustande der Ruhe befindlichen Vulkanen hingegen ist er durch erstarrte Laven verstopft. Seine

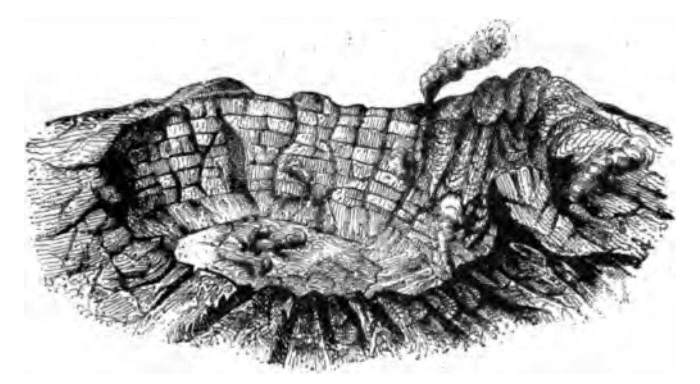


Fig. 21. Krater auf Réunion. Nach *Vélain.*

obere, meist trichter-, kessel- oder tellerförmig erweiterte Mündung heißt der Krater (Fig. 21), an welchem man wiederum den Kraterrand, die Kraterwände und den Kraterboden unterscheidet. Viele Vulkane besitzen außer dem meist zentralen, zuweilen aber auch auf dem Abhange gelegenen

noch einen zweiten Hauptkrater oder zahlreiche z. T. radial angeordnete Nebenkratere mit dazu gehörigen parasitischen Kegeln. So hat der Pic von Teneriffa und der Mt. Loa zwei Hauptkratere, und der Ätna neben seinem Gipfelkrater noch gegen 200 Nebenkratere. Einigen der höchsten Vulkane fehlt ein eigentlicher Krater. Ihre Eruptionserscheinungen erfolgen aus Spalten, die sich an den Abhängen des Kegels bilden, so am großen Ararat, am Antisana in Südamerika u. a. Die Dimensionen der Kratere sind außerordentlich ungleich; von einer schwachen Vertiefung auf dem Gipfel des Vulkanes bis zu schroffen, kesselförmigen Becken von 3000, 5000 und 6000 m Durchmesser sind alle Größen vertreten. Der Krater des Stromboli misst gegen 670, der des Vesuv 620, der des Ätna etwa 700, der des Popocatepetl 1700, des Kilauea auf Hawaii etwa 4700 m im Durchmesser.

§ 2. **Untergrund der Vulkane.** Die Gesteine, durch welche sich die vulkanische Thätigkeit Bahn brach, und auf welchen die Vulkankegel parasitisch aufgesetzt sind, gehören den mannigfachsten Arten und den verschiedensten geologischen Formationen ab. Sie sind teils selbst eruptiver Natur und selbst bereits früher aus der Tiefe emporgedrungen, teils sind sie sedimentären Ursprungs und Glieder der geschichteten Gesteinsreihe. Auf Graniten ruhen die Vulkane der Auvergne und ein Teil derer von Quito, auf Diabas, Diorit und Porphyrit die Vulkane der Canarischen Inseln, auf Gneiß, Glimmer- und Talkschiefern die Vulkane des Vivarais, Velay, sowie des Elbrus, auf paläozoischen Schiefern und Grauwacken die Vulkane der Eifel und des Laacher Sees, auf tertiären Schichten der Ätna und die neuseeländischen Vulkane.

Besonders wichtige Schlussfolgerungen gestatten die Lagerungsverhältnisse der geschichteten Gesteine, wo diese von vulkanischen Massen durchsetzt und überdeckt werden. Man nahm früher mit L. von Buch und A. von Humboldt in den meisten Fällen an, dass die vulkanische Thätigkeit eine zentrale Erhebung der rings um den Eruptionsherd befindlichen Gesteine zur Folge gehabt habe, in der Weise, dass die auf den benachbarten sedimentären Schichten ursprünglich horizontal gelagerten Tuffe, Aschen und Schuttlagen ihre geneigte, von der Ausbruchsesse abfallende Lage durch die hebende Kraft eingeengter, vorzüglich gasförmiger Eruptionsprodukte erhalten hätten. An einer derartigen Aufrichtung hätten unbedingt auch die die Grundlage des vulkanischen Materials bildenden sedimentären Gesteine teilnehmen müssen. Mit diesem Erfordernis stimmt die Beobachtung nicht überein; vielmehr ergiebt sich aus derselben, dass die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes der Vulkankegel von den Eruptionserscheinungen nicht im geringsten beeinflusst worden sind. Damit fällt auch die Theorie von der Entstehung gewisser Kratere und der steil geneigten Stellung vulkanischer Schichten durch Erhebung (Theorie der Erhebungskratere), wenn sie nicht bereits durch die Beobachtung der natür-

lichen Vorgänge bei der Entstehung jedes neuen vulkanischen Aufschüttungskegels und bei der Erhöhung der bereits vorhandenen durch fortgesetzte Aufschüttung beseitigt wäre.

Aus obigem ergeben sich zwei wichtige geologische Resultate: 1) Die vulkanische Thätigkeit ist unabhängig von der geognostischen Beschaffenheit einer Gegend, ihre Ursache muss deshalb eine von jener unabhängige, tiefer liegende sein. 2) Die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes vulkanischer Gebiete sind durch vulkanische Eruptionen nicht gestört worden, namentlich aber ist mit diesen letzteren eine zentrale Aufrichtung der die Vulkankegel bildenden Lava- und Schuttschichten n i c h t verbunden gewesen.

§ 3. **Material der Vulkankegel und darauf basierte Einteilung derselben.** Die Materialien der vulkanischen Kegel sind Eruptionsprodukte, welche aus dem Ausbruchskanal gequollen sind und Ströme oder Lagen bildeten oder aus dem Schlunde emporgeschleudert wurden, zurückfielen und sich rings um diesen anhäuften und mehr oder weniger schnell zu einem Berge anwuchsen. Je nachdem nun entweder nur Lava, Tuff oder vulkanischer Schutt und Sand, jedes für sich allein, oder alle drei gemeinsam an dem Aufbau der Vulkankegel teilgenommen haben, sind die Charaktere der letzteren verschieden, so dass man dieselben als Lava-, Tuff-, Schutt- und gemischte Kegel bezeichnet.

Die L a v a k e g e l verdanken aus dem Krater fließenden, besonders dünnflüssigen, geschmolzenen Gesteinsmassen ihren Ursprung, welche sich bei der ihnen eigenen Leichtflüssigkeit um den Eruptionskanal herum ausbreiteten und sich selbst auf wenig geneigten Ebenen fortbewegten. Die Folge davon war die Bildung z. T. außerordentlich flacher schildförmiger Kegel, deren Böschung gewöhnlich nur 3 bis 10 Grade beträgt und die aus lauter einzelnen, den wiederholten Lavaergüssen entsprechenden, wenig geneigten, fast horizontal liegenden Lavabänken bestehen. Die großen Vulkane auf den Sandwich-Inseln, der Mt. Loa und der Mt. Kea, beide gegen 4350 m hoch, sind solche Lavakegel mit durchschnittlichem Abfall von 6 bis

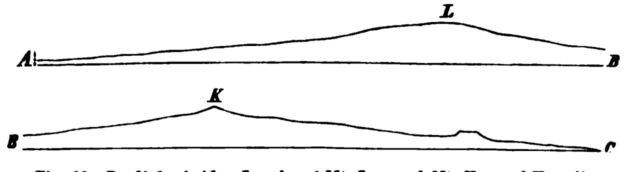


Fig. 22. Profil der beiden Lavakegel Mt. Loa und Mt. Kea auf Hawaii.

8 Graden (Fig. 22), so dass der Durchmesser des Mt. Loa 600 m unter seinem Gipfel über 4 deutsche Meilen beträgt. Die Wände seiner beiden Kratere, von denen der seitliche (der Kilauea) der zweitgrößte der Erde ist, stürzen

200 bis 350 m fast senkrecht ab und sind aus horizontalen Lavabänken aufgebaut.

Nicht immer jedoch sind diese durch allmähliche Übereinanderlagerung von über den Kraterrand laufenden Laven entstandenen Lavakegel so flach, wie bisher angenommen, manche Laven vielmehr sind so zähe und erstarren so leicht, dass sie sich zu außerordentlich steilen Kuppen aufstauen, auf deren Abhängen hinabrinnen, auf diesem ihrem Wege fest werden und zusammenhängende Lagen und Ströme bilden, die eine Neigung von 20, 30 und mehr Graden besitzen.

Die Tuffkegel (Fig. 23) entstehen dadurch, dass breiartige Tuffmassen oder mit heißem Wasser gemengte Lapilli, Sande und Aschen aus dem Eruptionskanale treten, sich anfänglich zu einem Walle rings um denselben anhäufen und sich später stromartig über den so gebildeten Kraterrand ergießen. Ihres breiartigen Zustandes wegen erfordert ihre Fortbewegung eine größere Neigung der Unterlage als diejenige der Lavakegel. Sie bilden demzufolge Schichten, die unter 12 bis 30 Graden nach außen fallen. Auch das Innere des gewöhnlich tellerförmigen Kraterbassins wird von solchen Tuffschichten ausgekleidet, welche dann flach nach dem Eruptionskanale zu geneigt sind. Derartige Tuffkegel resultieren namentlich infolge seitlicher Eruption großer, in der Nähe des Meeres gelegener Vulkane. Ähnlich ist die Struktur der Aschenkegel, sowie mancher Sandkegel (Capo Miseno bei Neapel).

Die Schuttkegel werden durch Anhäufung der aus dem Eruptionskanale in fast senkrechter Richtung und zuweilen bis zu erstaunlicher Höhe

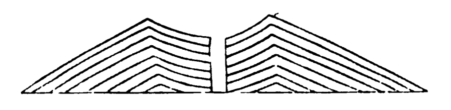


Fig. 23. Profil eines Tuffkegels.

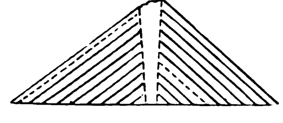


Fig. 24. Profil eines Schuttkegels (Assumption-Island).

emporgeschleuderten, dann in unmittelbare Umgebung des Schlundes zurückfallenden losen vulkanischen Auswürflinge gebildet und bestehen demgemäß aus Blöcken von Lava, schlackigen Lavaklumpen, vulkanischen Bomben, Lapilli, vulkanischen Sanden und Aschen (siehe Seite 114). Dieses Material ist schichtenweise gesondert, so dass Lagen von grobem und feinem Haufwerke miteinander abwechseln. Die zurückfallenden Auswürflinge häufen sich mit der Zeit zu Kegeln an, deren Seiten und schichtenartige Lagen 35—45 Grad Neigung nach außen besitzen und deren Kratere die Form enger, steiler und schlotähnlicher Schlünde haben (Fig. 24). Die Schuttkegel sind meist in der ersten Zeit nach ihrer Entstehung schwarz, nehmen aber allmählich in Folge weiterer Oxydation ihres Gehaltes an Eisenoxydul eine rotbraune Färbung an.

Die Kegel von gemischtem vulkanischen Materiale bestehen aus abwechselnden, mehr oder weniger mächtigen, bankartig ausgebreiteten Lavaströmen und Lagen von losen Auswürflingen, welche wiederum von Lavagängen durchsetzt werden können. Diese senkrechten Lavagänge sind zum Teil Ausfüllungen von radial vom Krater ausstrahlenden Spalten, welche bisweilen mehrere hundert Meter Länge erreichen. In der Aufeinanderfolge des verschiedenartigen Materiales herrscht keine Gesetzmäßigkeit. Bald wird der untere, flachere Teil des Vulkankegels von Lava

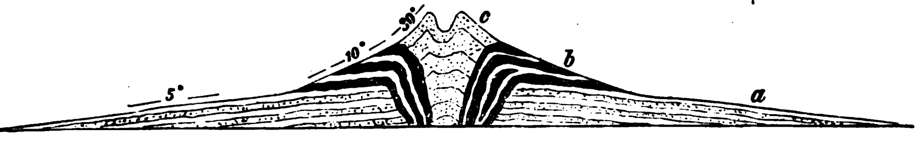


Fig. 25. Kegel von gemischtem vulkanischen Materiale.
a) Tuffkegel. b) Lavakegel. c) Aschen- und Schlackenkegel. Nach *Hochstetter*.

und seine obere, steile Partie von Haufwerk gebildet (so beim Ätna); bald besteht der Kraterrand aus solider Lava und die Basis des Berges aus losen Auswürflingen. Zur Klasse der gemischten Kegel gehören die meisten größeren Vulkane.

§ 4. **Von Lavaströmen geöffnete, hufeisenförmige Kratere.** Die regelmäßig kesselförmige Gestalt der Kratere solch einfacher Stratovulkane, sowie die normale Kegelform dieser letzteren erleidet jedoch sehr häufig eine wesentliche Veränderung dadurch, dass die in den Krater getretene



Fig. 26. Die Puys Noirs, Solas und La Vache in der Auvergne, durch hervordringende Lavaströme geöffnete, hufeisenförmige Kraterränder.

Lava sich einen Ausweg bahnt, eine Kraterwand einreißt oder einschmilzt und sich durch die Durchbruchsstelle als Lavastrom ergießt. So entstehen die einseitig geöffneten Eruptionskratere mit hufeisenförmigem Rande, aus deren Zentrum oft sehr bedeutende Lavaströme geflossen sind. Ein großartiges Beispiel hierfür liefert das Innere der Insel Ischia, wo ein gewaltiger, öder Lavastrom, L'Arso, aus einem verhältnismäßig kleinen hufeisenförmigen Krater von Auswürflingen hervortritt. Dasselbe wiederholt sich in der Gegend von Laach am Bausenberge, Hochsimmer u. a., an zahlreichen parasitischen Kegeln des Ätna und an vielen Vulkanen der Au-

vergne. Letzterem Vulkanengebiete ist das durch Fig. 26 wiedergegebene Beispiel entnommen.

Viele der im vorigen Paragraphen beschriebenen Vulkane, namentlich der Schutt- und Aschenkegel sind das Produkt einer einzigen, oft nur wenige Tage dauernden Eruption, besitzen aber trotzdem ziemlich bedeutende Dimensionen, wie z. B. der etwa 150 m hohe Monte Nuovo bei Neapel, der in zwei Tagen aufgeworfen wurde. Aus der Wiederholung zahlreicher solcher Eruptionen sind allmählich solche gewaltige zusammengesetzte Vulkanberge, wie der Ätna, hervorgegangen.

§ 5. **Zusammengesetzte Vulkanberge.** Die einzelnen Vorgänge in dem Entstehungsprozesse solch zusammengesetzter Vulkanberge sind: 1) Wiederholte, wenn auch oft durch lange Pausen der Ruhe unterbrochene Eruptionen von bedeutenden Mengen grober Auswürflinge, Lapilli, Sand und Asche, wodurch der Kegel und Kraterrand nicht nur wächst, sondern auch an Festigkeit zunimmt; 2) wiederholtes Überfließen der Lava über die niedrigsten Punkte der Kraterränder, wodurch zusammenhängende Gesteinslagen und sich kreuzende oder stellenweise bedeckende Lavaströme entstehen, die zum Teil von neuem durch lose Auswürflinge bedeckt werden; 3) das Aufreißen von radialen Spalten, in welche vom Eruptionsschlunde aus Lava gepresst wird, so dass sie zu Gesteinsgängen werden, welche den lockeren Bau der Schutt- und Aschenkegel verfestigen; 4) seitliche Eruption von Lava und die Bildung von parasitischen Schuttkegeln am Fuße oder auf den Abhängen des älteren und höheren Vulkanes infolge der Berstung seiner Wandungen. Bei hohen Vulkanbergen erreicht nämlich die von unten in den Vulkanschlund gepresste Lava den Gipfelkrater nicht, es scheint vielmehr, dass der Druck der in der zentralen Achse des Vulkanes emporsteigenden Lavasäule ein zu gewaltiger ist, als dass der aus nur lose aufgeschüttetem Materiale bestehende Kegel denselben auszuhalten vermöchte. In dem Berge bilden sich deshalb radial ausstrahlende Spalten, aus denen Dämpfe hervorströmen, Aschen ausgeworfen werden und vorzüglich Laven entquellen, — kurz, auf welchen parasitische Kegel und Nebenkratere entstehen. Sie sind namentlich auf den Abhängen des Ätna in großer Zahl aufgesetzt. Dort stehen sie bald in Reihen, bald in Gruppen geordnet, bald vereinzelt und ordnungslos zerstreut. Die meisten derselben haben deutliche Kratere, welche zwar in der Regel hufeisenförmig geöffnet, zum Teil aber auch rings geschlossen, also becherförmig gestaltet sind. Häufig kommt es vor, dass eine spätere Eruption nahe bei einer älteren stattfindet und hier einen Kegel auftürmt, durch welchen der bereits vorhandene teilweise wieder zerstört wird; niemals wird der alte Ausbruchsschlund wieder benutzt. Es scheint nämlich, dass die jedesmaligen Eruptionskanäle durch die erstarrende Lava vollkommen verstopft und fest verkeilt werden, so dass jede andere Stelle des Vulkankegels ein geringeres Hindernis bietet, als die

bereits benutzten, jetzt zu Lavagängen umgestalteten Spalten. Der ganze Vulkan ist deshalb von zahllosen solchen Lavagängen durchschwärmt, die von dessen verschiedenen Eruptionen herrühren, und von Lavaströmen überflutet, welche, von neuen Auswürflingen überdeckt, als der Schichtenreihe des Stratovulkanes eingeschaltete Lager erscheineu.

Durch solche über Jahrtausende verteilte, intermittierende Materialproduktionen bauen sich die vulkanischen Schlünde allmählich viele tausend Fuß hohe, mit zahlreichen, ja Hunderten von Nebenkegeln versehene Gebirgsmassen auf.

§ 6. Ringförmige Umwallungen, Einsturzkratere, Vulkanruinen. Eine besondere Modifikation der zusammengesetzten Vulkanberge entsteht dadurch, dass ihre eigentlichen Eruptionskegel in größerer oder geringerer Entfernung von einer ringförmigen Umwallung umgeben sind. Dieser Ringwall besteht aus Lavabänken, welche mit Tuff-, Sand- und Schuttschichten wechsellagern und wie diese nach außen geneigt sind, nach innen zu aber steil abstürzen, so dass sie einen weiten Kessel umschließen, innerhalb dessen sich der Eruptionskegel aufgebaut hat (Fig. 27). Der Monte Somma

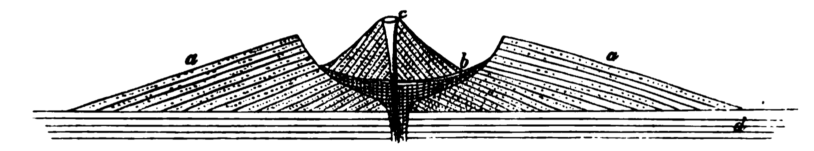


Fig. 27. Profil eines älteren Stratovulkanes (eines Ringwalles) und eines jüngeren Eruptionskegels in dem Einsturzkrater des ersteren. *a* Verstürzter alter Stratovulkan. *b* Ausfüllung und Ausebenung des Kraters desselben durch Schutt von den Kraterwänden. *c* Neuer Eruptionskegel. *d* Sedimentärschichten des Untergrundes. (*H. Crd.*)

ist eine solche, freilich nur teilweise erhaltene ringförmige Umwallung des eigentlichen Vesuvkegels (vergl. Fig. 30). Zwischen beiden dehnt sich eine ebene Fläche, der Boden des alten Einsturzkraters, das Atrio del Cavallo, aus. In ganz ähnlicher Weise ist der Kegel des Pic von Teneriffa von einer Hochebene (dem Atrio) und diese von einem Cirkus (dem steilen Absturze des Einsturzkraters) umgeben. Man führte früher, wie in § 2 erwähnt, die Entstehung dieses äußeren Kraterwalles auf zentrale Hebungen von fast horizontal abgelagerten Schichten vulkanischen Ursprunges zurück und nannte die angeblich durch Berstung der Schichten in der Achse der Erhebung entstandene Einsenkung »Erhebungskrater«. Man hat jedoch diese äußeren Umwallungen als nichts anderes aufzufassen, denn als Ruinen eines älteren und zum Teil verstürzten Vulkankraters, in dessen Mitte sich die Eruptionsprodukte einen neuen Weg bahnten und einen neuen Eruptionskegel aufbauten.

Man denke sich als Resultat einer Eruption einen Vulkankegel und auf seinem Gipfel einen tiefen Kraterschlund mit steil abstürzenden Rändern und Wänden, aus dessen Tiefe noch durch längere Zeiträume hindurch

heiße Wasserdämpfe und Gase und zwar namentlich Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure und Chlorwasserstoff emporsteigen und die vielfach zerrissenen und zerspaltenen Kraterwände zersetzen, zerfressen und bröckelig machen. Zugleich aber berücksichtige man die mechanische Thätigkeit der atmosphärischen Wasser, welche einerseits anerkanntermaßen auf den wesentlich aus losem Schutte bestehenden Vulkangipfel außerordentlich rasch ihren einschneidenden und wegschwemmenden Einfluss geltend machen, und andererseits auch die Ränder und Wände des Kraters selbst bereits in einem durch die Wirkung der Gase erzeugten, höchst lockeren Zustand vorfinden. Diese doppelten gesteinzerstörenden Beeinflussungen werden sich zunächst an dem ihnen am unmittelbarsten ausgesetzten Kraterrande bemerkbar machen, der zerbröckeln und in die Tiefe stürzen wird; ihm folgen die oberen Teile der Kraterwände und des neuen Kraterkranzes. Unterstützt wird dieses Zusammenbrechen durch die in der Umgebung der meisten vulkanischen Berge nicht seltenen Erdstöße und Erderzitterungen. Durch alle diese Vorgänge wird der Kraterboden erhöht und der Kraterschlund allmählich zu einer erst steil kesselförmigen, dann tellerartigen Vertiefung umgestaltet, die von einem je nach dem Stadium des Verfalles des ursprünglichen Vulkanes verschieden hohen und steilen Ringe vulkanischer Gebilde, dem zum Theil nur noch ruinenhaften Überbleibsel des allmählich verschwindenden Stratovulkankegels umschlossen wird. Endlich mag sich das weite Kesselthal mit Vegetation, ja mit ausgedehnten Waldungen bedecken, so dass fast alle Andeutungen des vulkanischen Ursprungs desselben verwischt werden. Beschleunigt und erleichtert wird dieser Nivellirungsprozess dadurch, dass der Kraterwall entweder bereits ursprünglich hufeisenförmig geöffnet war, oder später durch eine Erosionsschlucht (Barranco) zerschnitten wurde, so dass der Schutt aus dem Krater durch die Gewässer entführt werden konnte.

Findet aber durch den zeitweise verstopft gewesenen alten Eruptionskanal eine neue Eruption statt, so häufen sich deren Produkte rings um diesen genau in derselben Weise auf, als wenn der Ausbruch auf einem bisher von vulkanischen Einwirkungen ganz unberührten Gebiete stattfände. Es bildet sich ein Schuttkegel, Lavamassen ergießen sich aus diesem und neue Aschenauswürfe erfolgen, — der neue Vulkankegel wächst und mag bald den mehr oder weniger vollständigen Kranz des alten Einsturzkraters an Höhe überragen. In diesem Zustande befindet sich augenblicklich z. B. der Vesuv. Hört jetzt die vulkanische Thätigkeit für längere Zeit auf, so ereilt den zweiten jüngeren Vulkan das Schicksal seines jetzt zum äußeren Ringwall umgewandelten Vorgängers, seine Ränder und Wände brechen zusammen, ein zweiter Einsturzkrater bildet sich innerhalb des ersten; zwei nach außen flach abfallende, nach innen steil abstürzende Ringwälle sind einer im weiten Atrium des anderen entstanden. Dieses Stadium wird durch

den Doppelring des Albaner Gebirges bei Rom repräsentiert. Derselbe Prozess kann sich nochmals wiederholen, und auch hierfür sind Beispiele bekannt.

Die Abtragung und Ausgleichung des vulkanischen Aufschüttungskegels wird in manchen Fällen noch durch die einschneidende Thätigkeit des Wassers unterstützt, welche auf die äußeren flachen Abfälle des Vulkanes gerichtet ist und deren Wirkung tiefe Furchen sind, welche vom Gipfel mancher z. B. javanesischer Vulkane allseitig ausstrahlen, die Abhänge hinablaufen und nach dem Fuße des Berges zu immer tiefer und breiter werden. Dadurch nun, dass die sich namentlich in den Tropen wolkenbruchartig ergießenden Regenwasser im Laufe der Zeiten die Furchen tiefer und tiefer reißen, können einzelne der daraus entstehenden Schluchten so tief werden, dass der ursprünglich allseitig geschlossene Gipfelkrater durch eine tiefe Kraterschlucht weit geöffnet wird. Indem sich nun Krater sowohl wie Schlucht durch Einsturz immer mehr erweitern, entsteht als schließliches Produkt dieses Erosionsprozesses ein gewaltiges, sich nach außen öffnendes Kesselthal. Die zur Gruppe der Canaren gehörige Insel Palma zeigt diese Gestaltung in vollkommenster Weise. Das Kesselthal dieser Insel führt den Namen Caldera, die tiefe Schlucht, die diesen Kessel geöffnet hat, die Bezeichnung Barranco. Beide Namen hat man auf die entsprechenden Erscheinungen bei anderen, durch Erosion in ihrer ursprünglichen Gestalt modifizierten Vulkanen übertragen. Ihrer Entstehung nach sind somit die Caldera von Palma und das Atrio des Vesuvs und des Pic von Teneriffa wesentlich dasselbe.

§ 7. **Unterseeische Vulkane und Vulkaninseln.** Bei dem überwiegend großen Areale, welches das Wasser auf Erden einnimmt, ist zu erwarten, dass, so wie auf dem trockenen Lande, auch auf dem Meeresgrunde vulkanische Eruptionen stattfinden, infolge deren Vulkankegel entstehen. Die große Mehrzahl derselben mag die Oberfläche des Meeres gar nicht erreichen, während andere dieselbe hoch überragen (Volcano, eine der Liparischen Inseln, 419 m, der Kosima, zwischen Nipon und Jeso, 232 m), und endlich noch andere sich nur mit ihrem Kraterrande über den Meeresspiegel erheben. In letzterem Falle werden vollkommen geschlossene, meist aber an einer Stelle unterbrochene, ringförmige Vulkaninseln gebildet. Zum größten Teil sind diese ringförmigen Kraterinseln nichts als die Ruinen zusammengestürzter, einst bedeutend höherer Vulkaninseln. Findet nämlich der allmähliche Einsturz eines Kraters, wie solches im § 6 beschrieben, innerhalb eines Inselvulkanes statt, so durchbricht das Meer den Kraterring und bildet eine tiefe kreisförmige Bucht innerhalb der Kraterwände. Als solche eigentümliche, ringförmige Inseln sind zu erwähnen St. Paul und Deception-Island. Wiederholt sich in ihnen, also auf dem Boden des unterseeischen Kraters, die vulkanische Thätigkeit, so entstehen in der Mitte des

Kraters vulkanische Inselchen, welche den Gipfeln der jüngeren Eruptionskegel (s. Fig. 27) entsprechen, wie dies z. B. bei **Santorin** der Fall ist (siehe Fig. 28). Solche Kraterinseln sind ziemlich zahlreich, jedoch infolge der leichten Zerstörbarkeit ihres losen Materiales zum Teil so vergänglicher Natur, dass sie häufig der zerstörenden Gewalt der Wogen nicht zu widerstehen vermögen und dann nach kurzem Dasein wieder verschwinden. Nur



Fig. 28. Die Vulkaninsel Santorin im griechischen Archipel im Jahre 1866. Nach v. *Seebach*.

Thera, Therasia, Aspro-Nisi repräsentiren den zerrissenen Rand eines alten Einsturzkraters und bestehen bis auf den großen Eliasberg aus Tuffen und Laven, — dieser und der sich südlich anschließende Teil der Insel aus krystallinischen Schiefern und Kalksteinen. Im Zentrum dieses Ringwalles erheben sich die Kaymeni-Inseln als Gipfel jüngerer Eruptionskegel, welche aus Lavaströmen und Auswürflingen aufgebaut sind.

wenn ihnen durch solide Lavamassen Halt gegeben wird, gewinnen dieselben an Bestand. Santorin im griechischen Archipel, Deception-Island (Süd-Wales), St. Paul, Amsterdam-Island sind ausgezeichnete Beispiele solcher Kraterinseln, während die im Jahre 1831 im mittelländischen Meere zwischen Sizilien und Pantellaria entstandene vulkanische Insel Ferdinandea, die unter fortwährender Eruption bis zu 72 m Höhe gewachsen war, nach halbjährigem Bestehen wieder verschwand.

Auf einer Anzahl Vulkaninseln sind Reste sehr alter Gesteinsbildungen

nachgewiesen worden, so z. B. auf Palma Hypersthenit und Diabas (Reiß), auf den Inseln des Viti-Archipels Strahlsteinschiefer, Glimmerquarzit, krystallinischer Kalk, Granite, Quarzporphyr, Diabas, Olivingabbro (Wichmann), auf den Vulkaninseln von Cap Verde Gneiß, Phyllit, Kalkstein, Foyait, Syenit, Diorit (Dölter), auf Island Diabas (Schirlitz), auf Santorin Phyllit und Kalkstein.

§ 8. **Maare.** Während die eigentlichen Schichtvulkane aus einem Schutt- oder Lavakegel bestehen, in welchen der Krater eingesenkt ist, treten in vielen vulkanischen Gegenden kesselartige Kratereinsenkungen im Gesteinsuntergrunde auf, welche entweder nur von einem ganz niedrigen Walle von Tuff und Bomben umgeben sind, oder selbst dieses entbehren und nur durch einen Kranz von Bruchstücken ihres Nebengesteines umgürtet werden, nie aber Laven zum Ausflusspunkte gedient haben. Sie besitzen meist ovale oder vollkommen kreisrunde Umrisse, sind häufig, aber nicht immer mit Wasser angefüllt und bilden dann regelmäßige, nur selten mit einem Zu- oder Abfluss versehene Seebecken. Man bezeichnet sie als Kesselkratere oder Maare, und betrachtet sie als durch Explosion unterirdischer, hochgespannter Gas- und Dampfansammlungen hervorgebrachte »Minentrichter« (Explosionskratere). Sie scheinen das erste Stadium in dem Bildungsprozesse der Vulkane zu repräsentieren, indem Zwischenformen zwischen den hohen Vulkankegeln und den der Umwallung entbehrenden Kesselkrateren den genetischen Zusammenhang beider bekunden. Maare und Vulkane sind demnach durch allmähliche Übergänge verbundene Ausbildungsstufen ein und derselben Entwickelungsreihe; — der in dem Maare durch Lockerung des Gesteines geöffnete Weg gab Veranlassung zu wiederholten Eruptionen von Gasen und Laven und somit durch allmähliche Anhäufung der vulkanischen Produkte zum Aufbau eines Vulkanes. Auch Deutschland besitzt in den vulkanischen Gebieten der Eifel und der Umgegend von Laach eine Anzahl solcher Maare.*) Die bekanntesten sind das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Weinfelder und das Gemündener Maar bei Daun, welche in devonische Grauwacke und Thonschiefer eingesenkt sind. Auch der Laacher See selbst wird von manchen für ein Maar gehalten. Ihrer Schönheit wegen berühmt sind zwei mit Wasser gefüllte Kesselkratere im Albaner Gebirge, der See von Albano und der von Nemi; außerordentlich reich ist ferner Java an ähnlichen, den Maaren analogen Bildungen.

§ 9. **Räumliche Verknüpfung der Vulkane. Vulkanreihen und Vulkangruppen.** Die Vulkane treten entweder isoliert als Einzelvulkane oder in einer größeren Anzahl vergesellschaftet auf. Die Gruppierung der

---

*) v. Dechen. Zeitsch. d. geol. Ges. 1865. S. 107, sowie Geogn. Führer zu den Vulk. d. Vorder-Eifel. 2. Aufl. 1886. Dressel. Laacher Vulkangegend. Münster 1871. S. 95.

letzteren unterliegt einer gewissen Gesetzmäßigkeit, welche sich entweder in einer reihenförmigen Anordnung oder einer haufenförmigen Zusammendrängung der einzelnen Individuen kund giebt. Nach der räumlichen Beziehung der Vulkane zu einander unterscheidet man demnach Vulkanreihen und Vulkangruppen.

NO. Laki SW.

Fig. 29. Reihenförmige Anordnung der Kratere des Laki auf Island. Nach *Helland*. Auf einer Spalte sind 34 größere und etwa 60 kleine Kegel und Kratere aufgesetzt. Länge dieser Reihe = 24 km.

Vulkanreihen sind der Inbegriff einer größeren Anzahl von Vulkanen, welche in einer Linie und zwar augenscheinlich auf einer Spalte oder Bruchzone aneinander gereiht sind. Die Reihenvulkane erheben sich entweder als vulkanische Inseln über den Meeresspiegel (Kurilen, Aleuten, Antillen), oder sie stehen auf dem Rücken eines Gebirges oder Plateaus und bilden dessen Gipfel (so die Vulkanreihen von Quito, Bolivia und Mexiko). Die Zahl der zu einer Reihe zusammentretenden Vulkane schwankt beträchtlich. Die Vulkanreihe von Chile besteht aus 33, die von Kamtschatka aus 38, die der Aleuten aus 48 Vulkanen. Ebenso wenig herrscht eine Regelmäßigkeit in der Größe des Abstandes zwischen den einzelnen Individuen der Vulkanreihe. In manchen Fällen stehen die Kegel so dicht nebeneinander, dass sie sich mit ihrer Basis berühren, in anderen beträgt ihr mittlerer Abstand mehrere Meilen. Auch die Länge der Vulkanreihen schwankt zwischen weiten Grenzen. Die chilenische dehnt sich 240, die peruanische 105, die der Aleuten 170 Meilen aus; fasst man die Vulkane an der Westküste Mittel- und Südamerikas als eine einzige Reihe auf, so erreicht dieselbe eine Ausdehnung von fast 1000 Meilen. Die Linie, auf welcher die Vulkane zu einer Reihe angeordnet sind, hat entweder auf ihrer ganzen, oft sehr bedeutenden Ausdehnung einen geraden Verlauf, oder sie ist etwas gebogen. Die schon mehrmals erwähnte Vulkanreihe von Chile ist trotz ihrer großen Länge fast vollkommen geradlinig, ebenso die von Mexiko. Als ausgezeichnete Beispiele bogenförmig gekrümmter Reihen können die Aleuten, Kurilen und die kleinen Antillen gelten. Eine auffällige Eigentümlichkeit dieser vulkanischen Inselschnuren ist es, dass sie stets die konvexe Seite ihres Bogens dem offenenMeere, die Öffnung des Bogens dem Festlande zuwenden. Zuweilen laufen mehrere solcher Vulkanreihen parallel nebeneinander her (so zwei in der Auvergne, im Hochlande von Quito, im westlichen Teile von Java, drei hingegen in Kamtschatka).

Das Gesetz der reihenförmigen Anordnung der Vulkane tritt nicht nur im Großen, wie an obigen Beispielen erläutert, hervor, sondern macht sich auch im Kleinen an der Gruppierung der parasitisch dem Hauptvulkankegel aufsitzenden Nebenkegel geltend, welche ebenfalls häufig in geradliniger Richtung anein-

ander gereiht sind (Fig. 29). Ebenso wie diese auf Rissen des Hauptvulkanes zur Ausbildung gelangt sind, so ist auch die gesetzmäßige Anordnung der großen Reihenvulkane durch Spalten und Brüche in der Erdkruste bedingt, deren offene Stellen die eigentlichen Eruptionskanäle der Vulkane bilden. Mit dieser Deutung und dem Umstande, dass die Vulkanreihen zum größten Teile auf die Steilküsten der Kontinente beschränkt sind und mit diesen im allgemeinen parallel laufen, stimmen auch unsere Ansichten über die Entstehungsweise der Kontinente überein, welche als gehobene oder stehen gebliebene Schollen der geborstenen Erdkruste aufzufassen sind, und deren Lostrennung von den Senkungs- und Bruchfeldern, also dem jetzt submarinen Areale, eine Spaltenbildung vorausgegangen sein muss, welche vulkanischem Materiale den Weg bahnte. So ist denn das größte der Senkungsfelder der Erdkruste, dasjenige des pacifischen Ozeans, von einem fast ununterbrochenen Kranze von Vulkanen umrahmt, welche sich von Neuseeland über die Philippinen, Japan, Kurilen, Kamtschatka, Aleuten, die Westküste von Nord- und Südamerika entlang bis zu den Süd-Shetlands erstrecken. Ferner ist bereits an einer früheren Stelle (S. 12) hervorgehoben worden, dass die beiden großen Kontinentalmassen der Erde in fast rechtem Winkel auf ihre Längsrichtung durch tiefe Buchten und Wasserstraßen in eine nördliche und eine südliche Hälfte geteilt werden. Dass diese Trennung keine oberflächliche ist, sondern ebenfalls auf Zerspaltungen und Brüchen der Erdkruste beruht, darauf deutet der Reichtum jener Distrikte an Vulkanen hin: die Bucht zwischen Nord- und Südamerika mit den kleinen Antillen, die mexikanische von W nach O laufende Vulkanreihe in der Fortsetzung dieser Trennungskluft, — das Mittelländische Meer mit den Vulkangebieten der liparischen Inseln, Siziliens, der apenninischen Halbinsel, der griechischen Inseln und Kleinasiens, — das Rote Meer mit seinen Vulkaninseln und Küstenvulkanen, — die Grenzkluft zwischen dem asiatischen und australischen Kontinente mit Java, Celebes u. s. w.

Vulkangruppen sind Vergesellschaftungen mehrerer Vulkane, entweder ohne dass denselben irgend eine erkennbare Regel zu Grunde liegt, oder so, dass eine Anzahl von Vulkanen radial um einen größeren Centralvulkan geordnet ist, welcher sich durch seine Höhe und die Zahl seiner Eruptionen vor den übrigen, zum Teil erloschenen, kleineren Vulkankegeln auszeichnet. Ein solches Verhältnis ist ziemlich selten und namentlich am Ätna und in der Gruppe der kanarischen Inseln ausgeprägt, in welcher letzteren der Pic von Teneriffa die Rolle des Hauptvulkanes spielt. Beispiele unregelmäßig haufenförmiger Gruppierung liefern die Galapagos, sowie die liparischen Inseln.

§ 10. Lage der Stratovulkane mit Bezug auf Land und Meer. Eine bedeutsame Erscheinung ist die Abhängigkeit der thätigen Strato-

vulkane von der Nähe großer Wasserflächen, während die massigen Vulkane an solche durchaus nicht gebunden sind. Diese Thatsache ist eine wesentliche Stütze für die Ansicht, dass die Entstehung des lockeren Materiales und der Bauart der Stratovulkane durch den unterirdischen Zutritt von Wasser zu den emporsteigenden Laven bedingt sei. Die bei weitem meisten der existierenden Stratovulkane liegen deshalb auf Inseln, die anderen fast alle längs der Meeresküste und einige wenige in der Nähe großer Binnengewässer. Nur scheinbare Ausnahmen machen die im Inneren einzelner Kontinente gelegenen erloschenen, meist nur sehr kleinen Vulkankegel, — nur scheinbar, weil ihre Thätigkeit in Zeiten fällt, wo sich das Meer bis in ihre Nachbarschaft erstreckte oder Seen sich in ihrer Nähe ausdehnten, deren Grenzen durch spätere geologische Vorgänge verrückt wurden. Trotz solcher scheinbarer Ausnahmefälle ist die Regel, dass die thätigen Vulkane an die Nähe größerer Wasseransammlungen gebunden sind, eine wohlbegründete, denn von den etwa 150 Vulkanen, welche seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts Eruptionen gehabt haben, liegen 100 auf Inseln und von den übrigen die große Mehrzahl nahe der Meeresküste. Im Gegensatze hierzu beschränken sich die aus unzerspratzten Ergüssen hervorgegangenen massigen Vulkane nicht auf Küsten und Inseln, sondern sind von der Nähe des Meeres völlig unabhängig.

§ 11. Geographische Verteilung der Stratovulkane.

I. In **Europa**.*)

a. in *Deutschland und Nachbarländern:*

1) Vulkangebiete der Eifel und des Laacher Sees, ersteres mit etwa 30, letzteres mit 40 Vulkankegeln und zum Teil ziemlich bedeutenden Lavaströmen. Sie sind, soweit menschliche Nachrichten reichen, nicht thätig gewesen;

---

*) Einige Litteraturangaben über die wichtigsten europäischen Vulkangebiete.

H. v. Dechen. Geogn. Führer zu d. Vulkanreihe der Vordereifel. II. Aufl. Bonn 1886.

H. v. Dechen. Geogn. Führer zum Laacher See und seinen vulkan. Umgebungen. Bonn 1864. Ferner Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. 1865. S. 69—156.

L. Dressel. Geogn. geolog. Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1871.

G. C. Laube. Geol. Exkurs. im Thermalgebiete d. nw. Böhmens. Leipzig 1884.

A. Makowsky. Die erlosch. Vulkane Nordmährens und Österr.-Schlesiens. Brünn 1883.

P. Scrope. Geology a. extinct volcanoes of Central France. 2. Ed. London 1858.

Lecoq. Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris 1867. 5 Bände.

Ed. Reyer. Die Euganeen. Wien 1877.

G. vom Rath. Die römische Campagna und das Albaner Gebirge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1866. S. 487.

2) der **Roderberg** bei Rolandseck am Rhein mit einem flachen, 800 m haltenden Krater;

3) der **Aspenkippel** unweit Gießen, ein Aufschüttungskrater von basaltischen Schlacken, Lapillis und Asche (1300 m Umfang) mit einem zentralen, aus Tuff und schlackigem Basalt bestehenden Eruptionskegel;

4) Reste eines Vulkanes im Ries bei Nördlingen in der rauhen Alp;

5) der **Kammerbühl** bei Eger, ein 25 m hoher Schlacken- und Schuttkegel, nebst dem **Eisenbühl** bei Boden, $1\,^1/_2$ Ml. südlich von Eger; ferner Reste von Tuffkegeln mit Lavaströmen im **Außiger** Gebiete;

6) einige Schlacken-, Tuff- und Basaltkegel in Mähren und österreichisch Schlesien.

b. in *Ungarn* und *Siebenbürgen*.

Mehrere Kratere und Maare bei **Wascharhely**; Vulkane des Bakonyer-Waldes, Kratere im Schemnitzer Stock mit Rhyolith-, Perlit- und Obsidianströmen.

c. in *Frankreich*.

1) das Vulkangebiet der **Auvergne** mit 43 bis 235 m hohen erloschenen Vulkanen;

P. di Tucci. Saggio di studi geologici sui peperini del Lazio. R. Accad. dei Lincei 1878—79. Roma. Siehe auch N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1880. II. S. 357.

W. Branco. Die Vulkane des Herniker Landes in Mittel-Italien. N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1877. S. 561.

J. Roth. Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857. Studien am Monte Somma. Berlin 1877.

A. Heim. Der Vesuv im April 1872. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1873. S. 1.

G. vom Rath. Der Vesuv. (Samml. gem. wiss. Vortr.) Berlin 1873.

C. W. C. Fuchs. L'Isola d'Ischia. (Monografia e carta geologica 1 : 25 000.) Firenze 1872. Der Text zugleich in Tschermak's mineralog. Mitteil. 1872. S. 199.

Sartorius von Waltershausen. Atlas des Ätna. Weimar 1848 u. f. J.

S. v. Waltershausen. Der Ätna. Hrsg. v. A. v. Lasaulx. 2 Bde. Leipzig 1880.

C. Doelter. Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Wien 1875.

G. Mercalli. Vulcani e Fenomeni vulcan. in Italia. Milano 1883. — Ders. L'Isola d'Ischia. Milano 1884.

C. Doelter. Der Vulkan Monte Ferru auf Sardinien. Wien 1877.

K. von Fritsch, W. Reiß u. A. Stübel. Santorin. Heidelberg 1867.

K. von Fritsch. Geolog. Beschreib. des Ringgeb. v. Santorin. Zeitschr. d. d. Deutsch. geol. Gesell. 1871. S. 125.

Jul. Schmidt. Vulkanstudien. Santorin. Leipzig 1874.

F. Fouqué, Santorin et ses éruptions. Paris 1879. Avec 61 planches. Ausführlicher Auszug von Rosenbusch im N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1880. II. S. 305.

2) das Vulkangebiet des Velay und Vivarais, ersteres mit über 100 Krateren, letzteres mit 6 Vulkankegeln;
3) Vulkane mit Lavaströmen, sowie ausgedehnten Tuffbildungen bei Agre, Valvos und Montpellier, längs der Südküste Frankreichs.

d. in *Spanien*.

1) Vulkangebiet von Catalonien mit 14 ausgezeichneten Schuttkegeln, diese mit basaltischen Lavaströmen;
2) die Columbretes Inseln zwischen Valencia und der Insel Majorca;
3) die erloschenen kleinen Vulkankegel am Cabo de Gata, Prov. Almeria.

e. in *Italien*.

1) Die Euganeen, eine kleine Vulkanreihe bei Padua; jedoch zum größten Teile aus trachytischen und basaltischen Vulkankegeln bestehend;
2) die Fumarolen von Larderello, Lago, Sasso in Toscana, namentlich Borsäure entwickelnd;
3) das Cimini Gebirge bei Viterbo mit einem Krater und von Schlacken und Lapillis bedeckt, nördlich davon der Kratersee von Bolsena (5 g. Ml. im Umfange),
4) das Albaner Gebirge bei Rom, zwei konzentrische Einsturzkratere: dem Rande des inneren derselben gehört der 2941 p. F. (1000 m) hohe Monte Cavo an. Ferner mit den Maaren von Nemi, Albano und Arricia. Es wird umgeben von der
5) Campagna mit einigen Krateren, z. B. Braccianer See, und Lavaströmen (z. B. Capo di Bove), sowie ausgedehnten Tuffbildungen;
6) das Hernikerland bei Frosinone in Mittel-Italien, mit einer Gruppe von 8—9 erloschenen Vulkanen;
7) die pontinischen Inseln vor dem Golfe von Gaëta, Vulkanruinen;
8) Rocca monfina, mit großem Krater, in diesem massiger Eruptionskegel, der Monte della Croce;
9) der Vulkan Vultur (4090 p. F. hoch) und der Krater Lago di Ansanto in östlicher Richtung von Neapel;
10) die phlegräischen Felder mit 27 zum größten Teil jedoch sehr undeutlichen Krateren und Kraterruinen. Die besterhaltenen sind die des Monte nuovo, von Astroni und der Solfatara;
11) Vesuv, 3720 F. hoher, kegelförmiger, noch thätiger Vulkan mit teilweiser, ringförmiger Umwallung (Monte Somma);
12) Insel Ischia mit dem Epomeo (2368 p. F. hoch) und noch 12 kleineren Vulkankegeln und Krateren, sowie sehr bedeutenden Lavaströmen, ferner mit heißen Schwefelquellen und Fumarolen;

13) Liparische Inseln mit den Hauptvulkanen Stromboli, Volcano und Lipari;
14) Sicilianisches Vulkangebiet mit dem Ätna (10200 F., 3304 m);
15) Pantellaria und Linosa, zwei Inseln vulkanischen Ursprungs zwischen Sicilien und der Küste von Afrika;
16) das Vulkangebiet der Insel Sardinien, welches neben domförmigen Kegeln, Decken und Gängen von Trachyt, Phonolith und Basalt eine Anzahl von mit Krateren versehenen echten Vulkanen (so Mt. Ferru) aufzuweisen hat.

f. auf den *griechischen Inseln.*

Santorin, Milos, Kimolos, Polinos und Nisyros.

II. In **Afrika.**

a. auf dem *Kontinente.*

1) am Busen von Guinea die Vulkangruppe des Kamerungebirges.
2) an der Westküste unter 10° S. Br. der thätige Vulkan Zambi.
3) an der Ostküste, einige Grade südlich vom Äquator, ein ausgedehntes Gebiet erloschener Vulkane, so der Kilimandscharo, außerdem der noch dampfende Doengo Mburo.
4) in Tibesti (Sahara) der Tarso, etwa 8000 F. hoch, mit riesigem Krater; an seiner Nordostseite mit heißen Quellen.

b. auf den *Inseln.*

1) Madeira mit einem eingestürzten und durch Erosion stark beeinflussten Hauptkrater, dem Curral und zahlreichen Nebenkegeln;
2) die Canarischen Inseln mit 7 vulkanischen Inseln, unter diesen Teneriffa, Palma und Gran Canaria. Teneriffa ist ein einziger großer Vulkan, bestehend aus einem steil nach innen abfallenden Einsturzkrater, auf dessen Boden sich der eigentliche Pic zu 11438 F. Höhe und neben ihm einige kleinere Eruptionskegel erheben. Auch Palma und Gran Canaria besitzen ausgezeichnete Einsturzkratere;
4) die Capverdischen Inseln, 14 vulkanische Inseln;
4) Madagaskar mit mehreren Vulkanen;
5) die Inseln Bourbon und Mauritius;
6) die Vulkaninseln des Roten Meeres, so namentlich Perim und Sebair.

III. In **Asien.**

a. auf dem *Kontinente.*

1) Kleinasien, großes vulkanisches Gebiet mit etwa 30 erloschenen Vulkanen, am Busen von Smyrna beginnend und Kleinasien in westöstlicher Richtung durchziehend;

2) der Taurus mit dem Arghi-Dagh, 12195 p. F. hoch, mit großen Hauptkrateren und zahlreichen parasitischen Krateren und Kegeln, sowie mit bedeutenden Lavaströmen;
3) zwischen schwarzem und kaspischem Meere der Seiban Dagh und der kleine und große Ararat in Armenien. Letzterer ist 15465 p. F. hoch mit einem ungeheuren, hufeisenförmigen Krater und zahlreichen Nebenkrateren, meist mit bedeutenden trachytischen Lavaströmen. Im Kaukasus der Elbrus, 17400 p. F. hoch, und der Kasbek, beide ebenfalls mit trachytischen Laven;
4) Krater, Schuttkegel und Lavaströme im Thianschan (nach Stoliczka), sowie in der Mandschurei (?);
5) südlich vom kaspischen Meere der Demavend (17325 p. F.);
6) Vulkangebiet der Ostküste von Arabien, sowie die Umgegend von Medina und das Vorgebirge Aden mit zahlreichen Krateren und Eruptionskegeln;

b. auf den *Inseln.*

1) Barren-Island im Meerbusen von Bengalen mit einem thätigen Vulkane;
2) Sunda-Inseln; Java, das großartigste Vulkanland der Erde, mit über 100 zum Teil noch thätigen Vulkanen. Sumatra mit 67 Vulkanen, darunter 2 thätigen, Flores mit 3 thätigen Vulkanen; Krakatau (gewaltige Eruption 1883);
3) Molukken; Celebes mit 11 Vulkanen; Gilolo und Ternate mit thätigen Vulkanen.

An die Molukken schließt sich die von Süd-Osten kommende westaustralische Reihe von Vulkaninseln an. Zu diesen gehören namentlich:

Neu-Seeland. Vorzüglich großartig sind die vulkanischen Erscheinungen auf der Nordinsel mit dem an kochenden Quellen, dampfenden Fumarolen und Solfataren reichen Seedistrikte. In der Umgegend von Auckland sind 61 Vulkane vorhanden. Ferner

die Neuen Hebriden, Santa Cruz, die Salomons-Inseln und Neu-Guinea mit zahlreichen erloschenen und einigen beständig thätigen Vulkanen.

Australien selbst besitzt, besonders in seinen südlichen Distrikten (Victoria), sehr zahlreiche vulkanische Kegel, aus denen sich basaltische Laven ergossen haben.

4) Philippinen. Die Hauptinsel Luzon selbst mit 3, die Halbinsel Camarines mit 10 zum Teil stets thätigen Vulkanen;
5) Formosa mit 4 Vulkanen; 3 von ihnen beständig in Thätigkeit, nahe der Küste einige submarine Vulkane;

6) Japan; Nipon mit 6, Jeso mit 17 Vulkanen, darunter der nicht selten thätige Fusiyama 14356 p. F. hoch;
7) die Kurilen, eine vulkanische Inselreihe, welche neben sehr zahlreichen erloschenen 10 thätige Vulkane besitzen soll. Sie sind die Fortsetzung einer Vulkanreihe auf
8) Kamtschatka, an der Ostküste mit 38 oder mehr Vulkanen, unter diesen wenigstens 12 thätige, — im Inneren noch zwei wenig bekannte Vulkanreihen. — Dieser Halbinsel gehört z. B. an der 14 790 p. F. hohe Kliutschewskische Vulkan, der 8360 p. F. hohe Awatscha.

IV. In **Amerika.**

1) Die Aleuten, eine bogenförmige Reihe von zum großen Teile durchaus vulkanischen Inseln mit 48 thätigen Vulkanen, deren höchster der 8460 p. F. hohe Schischaldin auf Unimak ist;
2) die Halbinsel Alaska mit 5 Vulkanen, so der 11 320 p. F. hohe Iljämna;
3) die Vulkangebiete der pazifischen Küste von Nordamerika mit großartigen Lavadecken und -strömen und zahlreichen z. T. noch wenig bekannten Vulkanen, welche namentlich im nördlichen Californien, in Nevada und Arizona eine wichtige Rolle spielen, so der Eliasberg (14 044 p. F.), Mt. Fairweather (13 802 p. F.), Mt. Baker (11 195 p. F.), Mt. Reignier (11 560 p. F.), Shasta Peak (15 551 p. F.), Lassens Peak (9924 p. F.);
4) die Vulkanreihe von Mexiko erstreckt sich in ost-westlicher Richtung 140 Meilen lang, mit 14 größeren Vulkanen. Pic von Orizaba (16 776 p. F.), Popocatepetl (16 686 p. F.), Nevado di Toluca (14 328 p. F.), Jorullo (4000 p. F.), Colima (etwa 9000 F. hoch);
5) die Vulkanreihe von Zentralamerika, 190 Meilen lang, mit über 50 Vulkanen, so in Costa Rica der Irazu (10 506 p. F.), in Nicaragua der Coseguina (470 p. F.), Nindiri el Viejo (5630 p. F.), in Salvador der Izalco (1853 p. F.), in Guatemala der Volcan del Fuego (13062 p. F.) der Soconusco (6932 p. F.);
6) die Vulkanreihen von Neu-Granada und Quito, die östliche mit dem Antisana (18 092 p. F.), Cotopaxi (17 650 p. F.) und Sangay (16 080 p. F.), die westliche mit dem Pichincha (14 981 p. F.); im ganzen 20, meist thätige Vulkane;
7) die Vulkanreihe von Bolivia und Ober-Peru, mit 15 sehr hohen Vulkanen, der Sahama ist 21 358, der Guatatieri 20 592 p. F. hoch;
8) die Vulkanreihe von Chile enthält bei einer Ausdehnung von über 200 Meilen 33 größere Vulkane, deren höchster der Aconcagua 21 024 p. F.) ist. Eine südliche Fortsetzung dieser Vulkanreihe er-

streckt sich in 24 deutlichen, zum größten Teil im Zustande der Eruption gesehenen Vulkanen (z. B. der Corcovado 7047 p. F., der Antuco 8418 p. F.) bis nach Patagonien. Überhaupt scheint zwischen den aufgezählten süd- und zentralamerikanischen Vulkanreihen durch zum Teil massenhaftes Auftreten vulkanischer Eruptionsprodukte eine Verbindung hergestellt zu sein, so dass man sie in ihrer Gesamtheit als eine einzige Vukanreihe von gegen 1000 Meilen Länge auffassen darf.

An der Ostküste des amerikanischen Kontinentes bilden

9) die kleinen Antillen eine bogenförmige Inselreihe mit zahlreichen Vulkanen, so namentlich die durchaus vulkanischen Inseln Martinique, Guadeloupe, St. Vincent und Dominique.

V. Auf den **ozeanischen Inseln.**

a. im *atlantischen Ozeane.*

1) die Azoren, eine Doppelreihe von 9 Vulkaninseln;

2) Island, neben Java und Neu-Seeland der großartigste Schauplatz vulkanischer Erscheinungen. Fast vollständig aus vulkanischen Gesteinen bestehend, mit 26 zeitweise stark thätigen großen Vulkanen so der Hekla (4956 p. F.), dem Oroefa (6000 p. F.), dem Kötlugja Jökull, sowie mit heißen Springquellen (z. B. dem Geysir); auch Jan Mayen trägt einige thätige Vulkane;

3) die kleinen Vulkaninseln Fernando Po, Ascension und St. Helena.

b. im *indischen Ozeane.*

1) Neu-Amsterdam und St. Paul, ringförmige Kraterinseln im südlichsten Teile des indischen Ozeanes.

c. im *stillen Ozeane.*

1) die Sandwich-Inseln, vorzüglich Hawaii mit dem Loa, Kea und dem Kilauea, ausgezeichnet durch die Großartigkeit und Heftigkeit ihrer Eruptionen;

2) die Marianen mit 9 Vulkanen, davon 3 thätig;

3) die Freundschaftsinseln, einige dieser 200 Inseln mit Vulkanen;

4) die Gesellschaftsinseln, 11 Inseln, unter diesen Tahiti mit einem über 3000 m hohen Vulkane;

5) die Galapagos, eine Vulkaninselgruppe mit mehr als 2000 Krateren.

d. im *südlichen Polarmeere.*

1) Die Neu-Shetlands-Inseln in der Nähe des Polarkreises in der Fortsetzung der chilenischen Vulkanreihe. Deception-Island, eine Kraterinsel von ausgezeichnet ringförmiger Gestalt;

2) Erebus und Terror, zwei über 3000 m hohe Vulkane auf dem polaren Festlande, ersterer thätig.

§ 12. **Erloschene (ruhende) und thätige Vulkane.** Nicht fortwährend und beständig entweichen aus dem Kanale, um dessen Mündung sich die Vulkane aufgebaut haben, aus der Tiefe heraufsteigende glutflüssige, zerstäubte oder gasförmige Materialien, vielmehr sind die derartigen Eruptionserscheinungen durch größere oder geringere Pausen unterbrochen, während deren der Kraterkanal vollständig verstopft ist, ja bei vielen, selbst den meisten der Vulkane hat, so lange menschliche Nachrichten zurückreichen, ein Ausbruch nicht stattgefunden. Man bezeichnete dieselben als erloschen im Gegensatz zu denen, von deren Eruptionsthätigkeit wir Kunde besitzen, den thätigen. Diese Unterscheidung ist deshalb eine sehr unsichere, weil die Zeitmaße, welche man hierbei in Anwendung bringen kann, in verschiedenen Gegenden sehr verschieden groß sind, in manchen Fällen nur wenige Jahrzehnte oder Jahrhunderte zurückreichen, und selbst dort, wo sie beträchtlich sind, doch immer noch verschwinden im Vergleiche mit den Zeiträumen, von deren Beginn die Bildung der ersten Vulkane datiert. Man hat denn auch viele Vulkankegel als erloschen betrachtet, bis um so furchtbarere Eruptionen den Namen zu Schanden machten. So erfolgte der Ausbruch des Vesuvs (79 n. Chr.), durch welchen Herculanum und Pompeji vernichtet wurden, nach der Ruhe vieler Jahrhunderte, während deren jener Vulkan als längst erloschen galt, und siebzehn Jahrhunderte (von 300 v. Chr. bis 1302 n. Chr.) vergingen zwischen zwei aufeinanderfolgenden Eruptionen am Fuße des Epomeo, einer gewaltigen Vulkanruine auf der Insel Ischia.

Doch auch ein thätiger Vulkan befindet sich nicht fortwährend im Zustande der Aufregung, vielmehr stellt sich dieser nur von Zeit zu Zeit, nach längeren oder kürzeren Perioden der Ruhe, gewissermaßen als eine gewaltsame Unterbrechung der normalen, stetigen und ruhigen vulkanischen Thätigkeit ein. Auf der anderen Seite erstirbt auch in als erloschen betrachteten Vulkandistrikten die vulkanische Thätigkeit nicht gänzlich. Heiße oder kohlensäurereiche Wasserquellen und Gasausströmungen sind die letzten, unscheinbaren Nachwirkungen der großartigen Ereignisse früherer Zeiten. So tritt in der Umgebung des Laacher Sees die Kohlensäure an unzähligen Punkten, bald als freies Gas (Mofetten), bald an Wasser gebunden als Säuerling zu Tage; besonders reichlich sind solche Exhalationen in dem tief eingeschnittenen Brohlthale vorhanden. Eine einzige Sauerquelle bei Burgbrohl führt der Atmosphäre in jedem Jahre gegen 120 000 kbm Kohlensäure zu. Ein dortiges Bohrloch liefert täglich 2160, im Jahre über 788 000 kbm Kohlensäure (Heusler). Ganz ähnliches ist in dem Vulkandistrikte der Eifel und des nördlichen Böhmens der Fall, — auch das Gebiet erloschener Vulkane in der Auvergne ist reich an Kohlensäure-Exhalationen, welche somit gewissermaßen der letzte Akt vulkanischer Thätigkeit sind.

§ 13. **Solfataren, Mofetten, Fumarolen.** Ausströmungsstellen von Schwefelwasserstoff, Schwefeldämpfen und schwefeliger Säure nennt man **Solfataren,** solche von Kohlensäure **Mofetten,** und solche von vorwaltendem, z. T. mit Gasen gemischtem Wasserdampf **Fumarolen.**

Als erläuternde Beispiele solcher vulkanischer Exhalationserscheinungen mögen hier folgende erwähnt werden: Die Solfatara bei Neapel, ein alter vulkanischer Krater, dessen letzte Lavaeruption in das Jahr 1198 fällt. Aus zahlreichen Spalten und Rissen, und namentlich aus einer kluftartigen Höhlung auf seinem Grunde (der Bocca) dringt heißer Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure mit Wasserdampf gemischt hervor. Sie haben die trachytischen Kraterwände zu einem mulmigen und bröckeligen Grus zersetzt und stellenweise vollkommen gebleicht. An vielen Stellen, besonders rings um die Mündung des hauptsächlichen Exhalationsschlundes haben sich gelbe bis orangerote Inkrustate von Schwefel, sowie solche von Gyps und Alaun gebildet. Die Insel Volcano, ferner Island, Java und Neuseeland haben ausgezeichnete Beispiele von Solfataren aufzuweisen. Auch die »Schwefelhöhlen« am Büdös in Ost-Siebenbürgen sind noch thätige Solfataren und zugleich Mofetten. Die Ablagerungen von Schwefel im Jungtertiär Siciliens (Girgenti), sowie diejenigen von Schwefel und Zinnober der Sulphur Bank in California verdanken Solfataren ihren Ursprung.*)

Die Hundsgrotte in den phlegräischen Feldern bei Neapel ist eine sich langsam nach der Tiefe senkende kluftartige Höhle im alten Krater von Agnano, in deren Tiefe sich eine dichte Schicht von Kohlensäure ansammelt. Die dortigen Führer pflegen die Existenz dieses Gases und seinen Einfluss auf brennende Gegenstände und auf das tierische Leben durch Experimente mit Fackeln und Hunden zu demonstrieren. Überhaupt aber gehören, wie schon oben berührt, Mofetten zu den verbreitetsten und gewöhnlichsten Erscheinungen in älteren vulkanischen Gebieten (Eifel, Laacher See, Wetterau, Auvergne, nördliches Böhmen) und stehen hier in innigster Verknüpfung mit Sauerquellen (Säuerlingen) und Mineralquellen (Franzensbad, Marienbad, Karlsbad, Brüx, Bilin, Teplitz).

Von reinen Wasserdampf-Fumarolen mögen an dieser Stelle z. B. diejenigen von Ischia Erwähnung finden. Dort dringen an zahlreichen Punkten, z. B. am Monte Tabor, aus den Spalten im Trachyte der alten Lavaströme heiße Wasserdämpfe hervor und werden zum Teil für Heilzwecke benutzt. Die Karapiti auf Nord-Neuseeland ist eine Dampfquelle, welche aus einem kraterähnlichen Loche unter lautem Brausen einen heißen Strahl von Wasserdampf mit großer Gewalt entsendet. Übrigens gehören die Wasserdampfwolken, die aus den Krateren vieler ruhenden Vulkane em-

---

*) A. von Lasaulx. N. Jahrb. f. Min. etc. 1879. S. 490; G. vom Rath ebend. 1873. S. 584. — Ders. ebend. 1880. II. S. 381 u. 1883 II. S. 195.

porsteigen, ferner die Dampfstrahlen, die aus zahlreichen Krateren und Vulkanwandungen hervorbrechen, unter diese Rubrik. Zu derartigen Fumarolen stehen die heißen Quellen, an denen fast alle vulkanischen Distrikte reich sind, in nächster Beziehung. Viele Fumarolen enthalten Schwefelwasserstoff, diejenigen von Sasso, Larderello in Toscana und von Volcano Borsäure beigemengt, welche sich als Sassolin an den benachbarten Gesteinswänden absetzt.

§ 14. Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe. Den Krateren der Vulkane, sowie den Spalten, welche in vulkanischen Gegenden den Erdboden durchziehen, entströmen, wie eben gezeigt, Kohlensäure, heiße Wasserdämpfe, Chlorwasserstoff, Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure. Namentlich ist es die Schwefelsäure, das Oxydationsprodukt der beiden letztgenannten Gase, welche bei ihrer Einwirkung auf das Nebengestein rascher als die Kohlensäure die Kieselsäure aus ihren Verbindungen austreibt und, mit den Basen sich vereinigend, zahlreichen neuen Substanzen Ursprung giebt. Im allgemeinen werden die Gesteine dadurch gebleicht, ihre dunkele, oft schwarze Farbe geht in eine zum Teil blendend weiße oder gelbliche über, ihre Festigkeit nimmt ab, sie werden porös, morsch und zerreiblich und verwandeln sich endlich in tuff- oder thonartige Massen, von welchen bisweilen die Krystalle der weniger leicht angreifbaren Materialien in unzersetztem Zustande umschlossen werden. Besonders energisch und tiefeingreifend wirken derartige Zersetzungen dort, wo die Ausströmungen von gasartigen Substanzen durch zugleich mit hervorbrechende Wasserdämpfe oder heiße Quellen unterstützt werden. In großartigem Maßstabe geht diese Umwandlung an den Palagonittuffen verschiedener Lokalitäten Islands vor sich, wo sie durch zahlreiche, mit Gewalt aus den Gesteinsspalten des Palagonittuffbodens hervorbrausende Strahlen von schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdämpfen in abwechselnde Lagen von bunten und weißen Thonen verwandelt werden. Ähnliches spielt sich auf Java, auf der Insel Volcano, in der Solfatara bei Neapel, am Pic von Teneriffa ab.

Als Neubildungen aus den sauren Wasserdämpfen und den aus dem Gestein extrahierten Stoffen setzen sich Hyalith, Alaun, Eisenvitriol und zumal Gyps ab. So vermochte eine anhaltende Einwirkung der Fumarolen auf trachytische Gesteine aus denselben einen vollständigen Alaunstein herzustellen, wie es im Beregher Komitat in Ungarn, ferner in Tolfa geschehen. Ebenso gehen nicht selten mit der Umwandlung der vulkanischen Tuffe in thonähnliche Massen ansehnliche Gypsbildungen Hand in Hand. Die ganze zersetzte Tuffmasse wird dann von weißen, faserigen Gypstrümern durchzogen, oder umfasst Schichten, Stöcke oder blätterige Krystallgruppen dieses Minerales (Island, Lipari). Kommt Kalkstein in der Nähe von Solfataren oder von Schwefelwasserstoff haltigen Quellen vor, so wird die Kohlensäure

desselben durch Schwefelsäure ersetzt und das Gestein zum Teil unter gleichzeitiger Ablagerung von Schwefel in Gyps umgewandelt. So ist an der Solfatara bei Neapel, am See Agnano und an der Grotte des S. Calogero auf Lipari aus Kalkstein der reinste Alabaster entstanden.

§ 15. **Die normale Thätigkeit der Vulkane** besteht in dem Auf- und Absteigen, in der wallenden Bewegung der glutflüssigen Lava innerhalb des Kraterschlundes, in dem ruhigen, zum Teil kontinuierlichen Ausfließen der Lava mancher Vulkane, in dem Ausströmen von Gasen und Dämpfen aus Spalten des Vulkanes oder aus dem mit flüssiger Lava gefüllten Kanale, und in letzterem Falle aus Schlackenauswürfen. Die gewöhnlichsten Merkmale stetiger vulkanischer Thätigkeit innerhalb der Vulkane sind die Exhalationen gasförmiger Produkte. Das bei weitem vorwaltendste der letzteren ist Wasserdampf, der oft zischend und brausend aus allen Klüften und Spalten des Vulkanes hervorbricht und dann die aus dem letzteren aufsteigende Dampfsäule bildet, welche das weithin sichtbare Kennzeichen eines thätigen Vulkanes ist und sich (z. B. beim Vesuv 1822) 3000 und mehr Meter hoch erheben kann. Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Schwefelsäure, Schwefeldampf, Chlorwasserstoff, Kohlensäure, Wasserstoffgas und Borsäure sind die gewöhnlicheren Begleiter oder Stellvertreter des Wasserdampfes. Durch Entzündung des Wasserstoffes und Schwefelwasserstoffes entstehen Flammen (so nach Schmidt und Fouqué auf Santorin 1866 und 67, nach Baltzer auf Volcano 1873 u. a.). Aus der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes und aus der Sublimation des Schwefels gehen die grellfarbigen Inkrustate von Schwefel hervor, welche die Wände der Kratere und Spalten vieler Stratovulkane bedecken. In ähnlicher Weise kommen Sublimations- und Zersetzungsprodukte von Chlorverbindungen (Kochsalz, Chlorcalcium, Chlormagnesium, Salmiak, Eisenchlorid, Eisenchlorür, Chlorkupfer, Chlorblei u. a.) als rindenartige Inkrustationen vor. Aus ihnen gehen durch Einwirkung von Schwefelsäure wieder eine Anzahl schwefelsaurer Salze hervor, die dann wie jene die Kraterwände thätiger Vulkane auskleiden; hierher gehören vor allem Glaubersalz, Bittersalz, Gyps und Eisenvitriol. Auch Salmiak-Sublimationen sind nicht selten. Der Eisenglanz, welcher in glänzenden Schuppen und Krystallen die Lava erloschener und thätiger Vulkane bedeckt, ferner Magnetit, Tenorit, Kupferoxydul und Spinell sind die Zersetzungsprodukte der Chloride mit Wasserdampf, wobei sich Salzsäure bildet. In ähnlicher Weise entstehen durch Sublimation: Quarz, Tridymit, Augit, Leucit, Hornblende, Glimmer, Sodalith, Granat, Sanidin, Sphen, Anorthit, Zirkon und andere Silikate.*)

---

*) meist nachgewiesen von G. vom Rath und Scacchi. Siehe: J. Roth. Chem. Geologie. Berlin 1879. S. 412. u. f.

Steigen die oben genannten Gase und Dämpfe innerhalb der glutflüssigen Lavamassen, welche bei einigen Vulkanen den Kanal und einen Teil des Kraters ausfüllen, empor, so werden sich die Erscheinungen des kochenden Wassers einstellen, über dessen Oberfläche Dampfblasen Wasserteilchen mehrere Fuß hoch emporreißen. Nur ist die Gewalt, mit welcher die durch die Lava sich drängenden Gas- und Dampfblasen explodieren, weit größer, so dass z. B. die dünnflüssige Lava, welche im Kilauea-Krater zuweilen einen See von 4 englischen Quadratmeilen Größe bildet, in 10 bis 12 m hohen Strahlen emporspritzt. Dabei wird die Lava durch die emporsteigenden und entweichenden Gase in feine Fäden ausgezogen, welche der Wind fortträgt, und welche die Eingeborenen »Haar der Göttin Pélé« nennen.*) Bei zähflüssiger Lava, wo dem Entweichen der Dämpfe und Gase ein noch größerer Widerstand entgegengesetzt wird, wo sie sich demnach ansammeln müssen, um letzteren zu überwinden, ist die Gewalt der zur Oberfläche gelangenden explodierenden Gase so bedeutend, dass die noch weichen Schlackenfragmente bis zu Tausenden von Fuß hoch in die Luft geworfen werden können, auf ihrem Wege in Folge rascher Rotation kugelige oder ellipsoidische Gestalt annehmen und als vulkanische Bomben rings um den Krater zurückfallen.

Mit der Entwickelung und dem Emporsteigen von Gasen und Dämpfen innerhalb des Kraterkanales und der damit Hand in Hand gehenden Ausdehnung der Blasen, je mehr sie sich der Oberfläche nähern, steht das plötzliche Aufwallen und das darauf folgende Zurücksinken der Lava im Kraterschlunde mancher Vulkane im Zusammenhang, eine Erscheinung, für welche in einem Probierröhrchen siedendes Wasser ein erläuterndes Analogon bietet. Wiederum ein Resultat des Emporwallens der Lava ist ihr Überkochen, in Folge dessen sie sich an den niedrigen Stellen des Kraterrandes über denselben ergießt, wodurch schichtenartige Systeme von Lavalagen gebildet werden.

§ 16. **Zustand der Eruption der Vulkane.** Steigert sich die beschriebene normale Thätigkeit der Vulkane zu einem ungewöhnlichen Grade, ist namentlich die Gas- und Dampfentwickelung im Kraterkanale eine besonders energische, so tritt der Vulkan in den Zustand der Eruption. Dann werden aus den von den emporsteigenden Dampfblasen in die Höhe geworfenen Auswürflingen den Himmel verdunkelnde Aschen- und Sandregen, die sonst ruhig über den Kraterrand rieselnde Lava bricht sich jetzt in verheerenden Strömen Bahn. Besonders furchtbar sind die Eruptionserscheinungen bei Vulkanen, deren Kanal infolge langer Ruhepausen von erkaltender Lava verstopft ist (z. B. Ausbrüche des Vesuvs i. J. 79 und 1631).

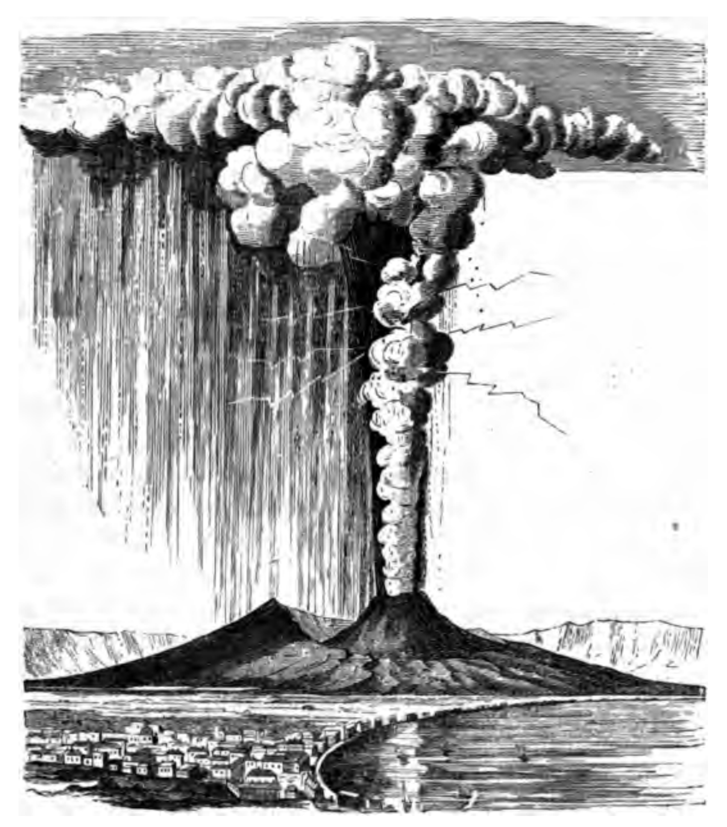
---

*) Dutton. Hawaian Vulkanoes. IV. Ann. Rep. U. St. geol. Survey 1884.

Anfänglich schwache, immer heftiger werdende Erbebungen des Bodens, dumpfes unterirdisches Rollen und Donnern, das Austrocknen der benachbarten Brunnen, das Versiegen der Quellen, das Schmelzen des Schnees, welcher manche Vulkangipfel bedeckt, sie sind die Vorläufer einer Eruption, deren Schrecken sie den Bewohnern der Umgegend ankündigen. Das Zittern der Erde steigert sich zum heftigen Schwanken, das Rollen wird zum furchtbaren Gebrüll und Getöse, krachend zerbirst der Kraterboden, Bruchstücke des letzteren und der Wandungen des Eruptionskanales, sowie glühende Lavabrocken (Bomben, Lapilli) werden umher geschleudert, blitzschnell erhebt sich eine schwarze Rauchwolke gen Himmel, die sich an ihrem oberen Ende ausbreitet (Pinie) und im Dunkel der Nacht die Glut der Lavamassen im Grunde des Kraters wiederspiegelt, so dass sie wie eine Feuersäule erscheint. Diese Pinie besteht aus Gasen, Wasserdampf und feinen Teilchen vulkanischen Staubes und verdankt ihren Ursprung den mit enormer Gewalt sich empordrängenden Gasen und Dämpfen. Aus der Entfernung gesehen scheinen manche dieser Pinien aus zahllosen kugelig geballten Wolken von reinster weißer Farbe zu bestehen, welche durch fortgesetzte Explosionen im Kraterschlunde unter dem Drucke frischen Nachschubes emporgedrängt werden. Diese weiße Dampfsäule wird von einem dunkelen Strahl aus Asche, Schlackenstücken und Bomben begleitet, aus welchem die größeren und schwereren Stücke sichtlich auf die Abhänge des Eruptionskegels zurückfallen, nachdem sie eine parabolische Kurve beschrieben haben. Auch dieser Strahl von festem Eruptionsmaterial erreicht eine Höhe von oft mehreren tausend Metern, während die Dampfsäule noch höher emporsteigt. Nicht selten fahren lebhafte Blitze aus den Rändern dieser Dampf- und Aschensäule. (Siehe Fig. 30.)

Bei den außerordentlich rasch aufeinander folgenden stürmischen Gas- und Dampfexplosionen, welche sich stoßweise durch die glutflüssigen Lavamassen Bahn brechen, werden letztere in ähnlicher Weise, wie das aus einem Gewehre abgeschossene Wasser, in außerordentlich zahlreiche Tröpfchen zerstiebt und erstarren zu einem meist glasigen oder bimssteinartigen Steinstaub, den vulkanischen Aschen und Sanden (s. S. 114). Daher rührt der Reichtum der letzteren an selbständiger oder von den Krystallen eingeschlossener Glassubstanz, die abwechslungsvolle gegenseitige Umhüllung der einzelnen Krystalle, die Unzahl der Gasporen innerhalb derselben; zugleich aber deuten diese Erscheinungen darauf hin, dass diese Krystalle schon als feste Körper aus dem Krater ausgeworfen sein müssen, so dass die Lavamasse, welche der Zerstäubung anheim fiel, einen Schmelzfluss darstellte, in welchem die Krystallausscheidung bereits begonnen hatte, z. T. sogar bereits weit fortgeschritten war. Bei ununterbrochener Aufeinanderfolge der Explosionen werden die dadurch produzierten Aschen und Sande mehrere Tausend Meter hoch in die Luft geblasen, wo sie sich gewöhnlich

zu einer ausgedehnten Wolkenschicht ausbreiten und von den Winden viele Meilen weit weggeführt werden, um zum Teil in entfernten Ländern als verheerende Aschenregen niederzufallen. Vom Vesuv im Jahre 512 ausgeworfene Asche fiel in Konstantinopel und Tripolis; die Asche des Ätna wird oft bis nach Afrika getragen; bei dem Ausbruche des Askia auf Island am Ende März 1875 wurden vulkanische Aschen bis zur Küste Norwegens, ja bis in die Nähe von Stockholm, also 257 geogr. Meilen weit getragen. Bei



Monte Somma. Vesuv.
Fig. 30. Ausbruch des Vesuvs im Oktober 1822.

der Eruption des Krakatau i. J. 1883 erreichten die Auswürflinge eine Höhe von 50 000 m und verbreiteten sich über einen Flächenraum von über 800 000 qkm.*) Besonders aber häufen sich die Aschen und Sande in der

*) R. D. M. Verbeek. Krakatau. Batavia 1884 u. 85. — Ausführl. Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1885. I. S. 52 u. 1886. I. S. 276.

Umgebung und auf den Abhängen des sie produzierenden Vulkanes zu erstaunlichen Massen an (Verschüttung von Herculanum und Pompeji). Beruht doch das Entstehen und das Wachstum der Vulkankegel auf der Anhäufung des vulkanischen Schuttes rings um den Eruptionskanal. Fallen die ausgeworfenen Lapilli, Sande und Aschen in das benachbarte Meer, so werden sie zu horizontalen Schichten ausgebreitet, welche weit ausgedehnte und mächtige Komplexe bilden können und nicht selten die Überreste von Meeresbewohnern umfassen. Bimssteinmassen werden auf der See in weit entfernte Gegenden getrieben. Die Wasserdämpfe, welche in so enormer Menge von den Vulkanen ausgestoßen werden, verdichten sich, sobald sie in höhere, kältere Niveaus der Atmosphäre gelangen, zu Wolken, die sehr häufig stark elektrisch sind und sich unter Blitz und Donner als gewaltige Platzregen auf den Vulkan und dessen Abhänge ergießen, wo sie die dort angehäuften Aschen und Lavablöcke in Form von Schlammfluten mit sich fortführen. Diese Regen enthalten zuweilen (am Ätna, August 1852) Schwefelsäure und schwärzen und verbrennen dann die Vegetation der benachbarten Landstriche. Zu den Wassern der herabstürzenden Regen gesellen sich nicht selten Wasserströme, welche von der Entleerung von Kraterseen und unterirdischen Wasserbehältern, sowie von der Schmelzung von Schneemassen auf dem Gipfel der Vulkane herrühren.

Die nächste Folge der Thätigkeit der Vulkane ist die Vergrößerung ihrer Kegel, dadurch dass sich ihre Auswurfsprodukte rings um den Krater anhäufen und so zur ersten Entstehung und zum späteren Wachstume des Vulkanberges beitragen. So erfolgte die Bildung der über 800 Fuß hohen Monti rossi, eines parasitischen Doppelkegels des Ätna, im Jahre 1669 durch einen drei Monate andauernden Schlackenauswurf. Enorm muss die Menge der bei dieser Eruption emporgeschleuderten Aschen und Sande gewesen sein, denn sie haben bis auf eine Entfernung von fast einer halben Meile um die Monti rossi fast alle Unebenheiten des Bodens ausgeglichen. Bei dem Ausbruche des Ätna am 29. August des Jahres 1874 öffnete sich an seinem Nordabhang eine Spalte von etwa 5 Kilometer Länge und einer Maximalbreite von 50 bis 60 m. Auf ihr bildeten sich im Verlaufe weniger Stunden außer einem Hauptkrater 35 kleinere Aufschüttungskegel, deren einer 25 m Höhe erreicht und von denen mancher einem Lavastrom zum Austritte dient. Man schätzt das während dieser sehr kurzen Eruption an die Erdoberfläche gelangte vulkanische Material auf etwa 1351000 kbm, — dasjenige der Krakatau-Eruption von 1883 auf 18000 Millionen kbm. Überhaupt ist es eine vielen vulkanischen Gebieten (so z. B. der römischen Campagna und den phlegräischen Feldern) gemeinsame Erscheinung, dass die Masse der ausgeworfenen Aschen und Sande außerordentlich vor den zusammenhängenden, steinartigen Laven vorwaltet. Dadurch, dass Größe und Beschaffenheit der Auswürflinge inkonstant sind, dass also grobes mit

feinem Materiale, Bomben, Lapilli, Sande und Aschen in stetem Wechsel zur Ablagerung gelangten, ferner dadurch, dass Unterbrechungen in der Eruption stattfanden, wurde der schichtenartige Aufbau der Stratovulkane erzeugt.

§ 17. **Lavaströme.** Das vulkanische Getöse, die Erdbeben, die Aschenregen und Bombenauswürfe erreichen ihren Höhepunkt kurz vor dem Augenblicke, in welchem entweder aus dem Krater selbst, oder aus Spalten, welche sich am Abhange des Vulkanes bilden, die Lava hervorbricht, um als Lavastrom den Berg hinab in die Umgebung zu fließen und dort nicht selten weit ausgedehnte Lavafelder zu bilden. Aus größeren Vulkanen erfolgen die Lavaeruptionen höchst selten oder nie aus dem eigentlichen Gipfelkrater, sondern meist aus Nebenkrateren auf seitlichen Spalten, obwohl

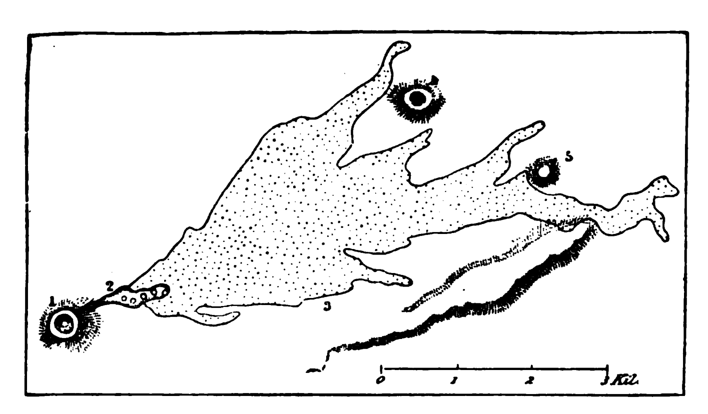


Fig. 31. Lavastrom des Jahres 1865 am Ätna.
1 = Monte Frumento; 2 = Spalte mit Krateröffnungen; 3 = Wald von Corrita; 4 = Monte Crisimo; 5 = Monte Stornello; südlich von letzterem eine 50 m hohe Cascade des Lavastromes.

ersterer nicht ruhig bleibt, vielmehr Dampf- und Gasmassen, sowie Aschen, Sanden und Bomben zum Auswege dient. Den Gesetzen der Schwere folgend, fließt die Lava die Bergabhänge hinab, breitet sich auf flachen Ebenen seeartig aus, füllt alle Vertiefungen, die sie auf ihrer Bahn antrifft, aus, staut sich an ihr den Weg versperrenden Hindernissen auf, stürzt sich ähnlich wie ein Wasserfall über diese hinweg (so über die Mauer von Catania im Jahre 1669), teilt sich in mehrere Arme, welche die Hindernisse umfließen und sich dann wieder vereinigen können. Die Geschwindigkeit, mit welcher sich ein solcher Strom bewegt, ist von dem Flüssigkeitsgrade der Lava, von der Menge der nachdrängenden Lavamasse und von der Neigung und Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Manche besonders dünnflüssige Ströme schossen steile Abhänge mit der Schnelligkeit des Windes

hinab, bei anderen ist deren Bewegung kaum merklich und beträgt nur wenige Fuß innerhalb einer Stunde.

Die in dem vulkanischen Magma enthaltenen Gase und Dämpfe, hauptsächlich Wasserdampf, entweichen anfänglich auf der gesamten Oberfläche der Lavaströme und hüllen diese in dichte Wolken ein. Später, bei beginnender Erstarrung der Oberfläche, bilden sich Fumarolen und bis mehrere Meter hohe, steile Schlackenschornsteine, denen die flüchtigen Bestandteile des Lavamagmas entströmen, welche ihre Umgebung mit ihren Sublimationsprodukten bedecken und bunt färben. Die sich entwickelnden Dämpfe und Gase bilden in der festwerdenden Lava Blasenräume und bedingen so die poröse, blasige oder kavernöse Struktur, welche die Lavaströme nahe ihrer Oberfläche zu zeigen pflegen.

Die Oberfläche eines Lavastromes erkaltet ziemlich rasch zu einer schlackenartigen Rinde, die ein so schlechter Wärmeleiter ist, dass man sie betreten kann, während durch ihre Zwischenräume und Spalten die noch glühend flüssige Lavamasse sichtbar ist. Zuweilen zerreißen diese Schlackenpanzer, dann bricht der flüssige Inhalt derselben aufs neue hervor und bildet kleine Nebenströme und wellig-runzelige Warzen auf der Ober äche des Lavastromes selbst. Die letztere kann sehr verschiedenartige Gestaltung haben, bald die oben erwähnte wulstig-runzelige und stalaktitische, ähnlich wie die mancher unserer Hochofenschlacken (Fladenlava), bald eine außerordentlich zackig-zerrissene (spratzige), wie im Aufkochen und in die Höhe spritzen erstarrt, bald kann sie lose blockartig (Block- oder Schollenlava) sein, so dass der Lavastrom wie ein gewaltiger Haufen klein geschlagener Gesteinsstücke aussieht, und endlich können Lavaströme aus zu mehlartigen Fragmenten zerfallenem Lavamateriale bestehen, ein eigentümlicher Zustand, in welchen manche Laven während der Erkaltung durch Dekrepitation übergehen.*)

Sehr verschieden ist auch die Zeitdauer, während deren sich ein Lavastrom überhaupt im Zustande der Fortbewegung befinden kann, und die in einzelnen Fällen zwei Jahre übertrifft. Dahingegen sind Lavaströme sehr häufig noch 20, 30, ja 40 Jahre nach ihrem Ausbruche im Inneren noch glühend oder zeigen wenigstens eine sehr bedeutende Wärme, während ihre Oberfläche längst die Temperatur der Atmosphäre angenommen hat und mit Flechten bewachsen sein mag. Es beruht dies einerseits darauf, dass die ausgestrahlte Wärme teilweise durch die bei der Krystallisation der erstarrenden Lava frei werdende Wärme ersetzt wird, andererseits auf der außerordentlich geringen Wärmeleitungsfähigkeit der erstarrten Lava, welche bereits die noch fließenden Lavaströme wie mit einem Panzer

*) A. Heim. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1873. S. 36.

bedeckt, innerhalb dessen die Fortbewegung der glutflüssigen Masse stattfindet, und der sich in gleichem Schritte mit dem Fortschreiten des Stromes verlängert. In Folge dieses raschen Erstarrens der Außenfläche der Lavaströme bereiten sich diese gewissermaßen eine aus Schlackenstücken gepflasterte Bahn, indem sich bei der wälzenden Vorwärtsbewegung des Stromes, wobei dessen unterer Teil langsamer vorwärts schreitet, als der obere, die Lavakruste des vorderen Stromendes auf den Boden legt, um so den eingeschlagenen Weg mit einer schlackigen Lavaschicht zu bedecken. Deshalb zeigt auch der Durchschnitt jedes Lavastromes (siehe Fig. 32) eine obere Schlackendecke und eine untere Schlackengrundlage, zwischen beiden die feste krystallinisch steinartige Lava.

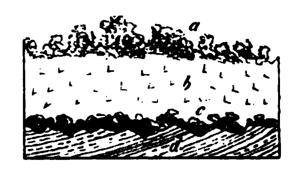


Fig. 32. Profil durch die Vesuvlava von 1872 zwischen San Sebastiano und Massa di Somma.
a. Schlackenkruste; *b* steinartige Lava mit viel Olivin; *c* Schlackengrundlage; *d* alte Somma-Tuffe. (*H. Crd.*)

Dieser Schlackenhülle wegen sind auch die Erscheinungen, welche sich ins Meer ergießende Laven bieten, nicht so furchtbar, wie man erwarten sollte, und daher ist es möglich, dass sich Lavaströme über Schneefelder ergießen, ohne diesen ihren Untergrund vollkommen wegzuschmelzen.

Schlackensäcke, wie die oben beschriebenen, bleiben zuweilen wie gewaltige unregelmäßige schlauchartige Höhlen erhalten, nachdem die noch flüssige Lava längst weiter geströmt und frischer Zufluss nicht erfolgt ist, meist aber bricht dann die obere Wölbung derselben zusammen, so dass oben offene Rinnen oder Schlackenkanäle entstehen. (Siehe Fig. 33.) Die Quantität der Gesteinsmassen, welche durch Lavaströme der Erdoberfläche zugeführt werden, ist zum Teil ganz enorm. Auf der Südseite des Ätna ergoss sich im Jahre 1699 aus dem Doppelgipfel der Monti rossi ein ungeheurer Strom, dehnte sich in einer Breite von mehr als einer halben Meile aus, begrub und verbrannte vierzehn Städte und Dörfer und erreichte, nachdem er eine Strecke von $1\frac{1}{2}$ Meilen zurückgelegt, bei Catania als ein 12 m hoher, 500 bis 600 m breiter Wall das Meer. Ein Lavastrom des Skaptar Jökul auf Island vernichtete im Jahre 1783 trotz der Haus- und Menschenarmut jener Gegenden 20 Dörfer und über 9000 Bewohner. Auf Island sind ferner Lavaströme von 8 bis 11 deutschen Meilen Länge, 2 bis 3 Meilen Breite und 30 bis 40, an manchen Stellen bis 230 m Dicke, ferner ein Lavafeld von 100 □Meilen Größe, auf Hawaii ein Lavastrom von 14 deutschen Meilen Länge bekannt.

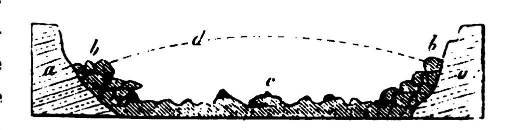


Fig. 33. Profil des Vesuvlavastromes von 1872 in dem Erosionsthale des alten Somma-Abhanges oberhalb Massa di Somma.
a Somma-Tuffe; *b* 15 bis 20 F. in die Höhe ragende Lavaränder der Stromrinne; *c* Block- und Schlackenlava; *d* ursprüngliche Höhe des Lavastromes. (*H. Crd.*)

b) Die massigen Vulkane.

Vulkanische Kuppen und Decken.

§ 18. Charakter der massigen Vulkane. Unter solchen versteht man glockenförmige Kegel, kuppenförmige Hügel oder domförmige Pics, sowie Decken eruptiven Ursprungs, deren Gesteinsmaterial ziemlich gleichartige petrographische Beschaffenheit und einheitliche Struktur besitzt, denen ein Krater fehlt und deren ursprünglicher Eruptionskanal durch eine solide Gesteinsmasse vollkommen ausgefüllt und geschlossen ist. Hierher gehören die Basalt-, Trachyt-, Phonolith- und Andesit-Kegel, -Kuppen und -Dome aller Vulkangegenden der Erde und somit auch die des zu tertiärer Zeit vulkanischen Deutschlands und des nördlichen Böhmens. Als besonders charakteristisch und allgemein bekannt sind beispielsweise zu nennen: unter den trachytischen und andesitischen Vulkanen die Kuppen des Lohrberges, Drachenfels, Kühlsbrunnen im Siebengebirge, der Kegel des Puy de Dôme, der glockenförmige Puy de Sarcoui in der Auvergne, der isoliert aus der Ebene hervorragende, domförmige Kelemenhegy und die Kuppen von Déda, Nagy-Mihály in Ungarn und zahlreiche andere Kegel und Kuppen der

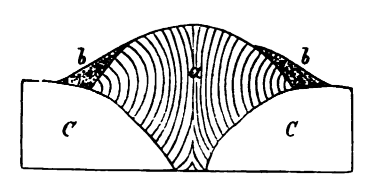


Fig. 34. Profil des Scheitberges bei Remagen.
a prismatisch abgesonderter Basalt;
b Basaltgrus und -haufwerk;
C devonischer Thonschiefer.

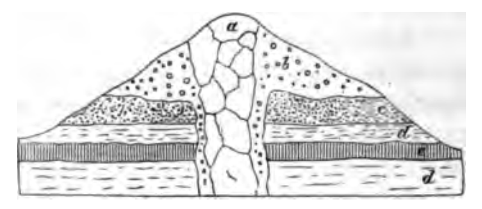


Fig. 35. Profil der Basaltkuppe des Ziegenberges am Habichtswalde.
a Basalt; b Basaltkonglomerat;
c loser Sand; *d* plastischer Thon;
e Braunkohlenflötz, 4—5 m mächtig; im Kontakt mit dem Basalte verkokt.

Trachyt- und Andesitgebiete Ungarns, Siebenbürgens, der Euganeen, des Westerwaldes, der Eifel, der Andes; unter den phonolithischen Vulkanen der glockenförmige Milleschauer, der spitzkegelförmige Kletschenberg, der zackige Felsen des Boržen bei Bilin, sämtlich im nördlichen Böhmen, der Heldburger Schlossberg bei Coburg, die Milseburg in der Rhön, die Kegel des Hegau in Baden, der kleine, aber spitze Hartenfelser Kopf im Westerwalde und zahlreiche Pics im Velay, so der zuckerhutförmige Gerbier des joncs; unter den basaltischen Vulkanen eine große Anzahl Kuppen der Eifel, so der Hohen Acht, der Nürburg, des Hohen Kelberges, der schöne Kegel des Karfenbühl bei Dettingen in der schwäbischen Alb; die Stoffelskuppe, die kuppenförmigen Kegel des Gebaberges und des Dolmar bei Meiningen, der Gleichberge bei Römhild, der blauen Kuppe bei Eschwege, der Schlossberg von Stolpen in Sachsen, der Landeskrone bei Görlitz u. v. a.

Bei manchen massigen Vulkanen ist die stielartige Ausfüllung ihres ursprünglichen Eruptionskanales sichtbar oder nachgewiesen, so der der Basaltkuppen des Druidensteines bei Kirchen unweit Siegen, des Schlossberges von Stolpen und der sich nach unten trichterförmig zusammenziehenden Doleritkuppe der Pflasterkaute im Thüringer Walde; ferner des Meißners in Hessen, des Annaberges in Oberschlesien, des Weilberges im Siebengebirge, des Scheitsberges bei Remagen, des Perlenkopfes am Laacher See.

In gewissen Fällen (Henry-Mountains in Utah) scheint sich die empordringende Lava zwischen horizontal gelagerte Schichtenkomplexe eingezwängt, die über dem Eruptionskanal befindlichen Schichten emporgewölbt und sich hier zu unterirdischen Kuppeln angestaut zu haben (Lakkolithen), welche erst durch spätere Erosion bloßgelegt werden.

Nicht selten hat sich das zu oberflächlichen Quellkuppen aufgetürmte eruptive Gesteinsmaterial an seinen Rändern strom- oder deckenartig über die nächste Umgebung ausgebreitet, so dass mit den Vulkankegeln lavastromähnliche Ablagerungen verknüpft sind (Phonolithausbreitungen an der Milseburg in der Rhön, bei Brüx in Böhmen). Diese Erscheinung ver-

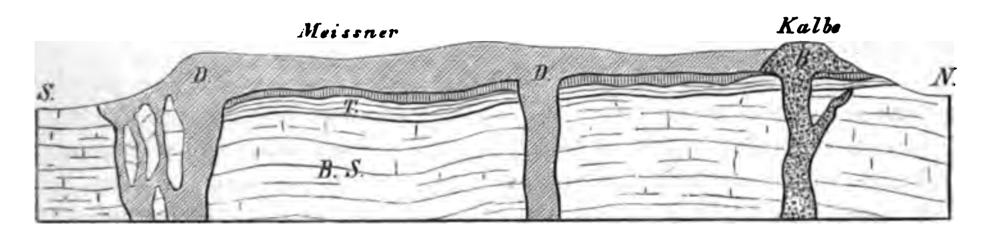


Fig. 36. Profil durch den Meißner.
B. S. Buntsandstein; *T.* Tertiär, zu oberst mit einem Braunkohlenflötze; *D.* Dolerit; *B.* Basalt.
Nach *Moesta*.

mittelt zugleich den Übergang der typischen Vulkankuppen zu der deckenartigen Modifikation derselben, d. h. zu den oft über hundert Meter mächtigen und sich über viele Quadratmeilen ausdehnenden, ziemlich horizontal ausgebreiteten und zum Teil zu gewaltigen Komplexen übereinander gelagerten Decken von vulkanischem Gesteinsmateriale. Dieselben stehen in engster genetischer Verknüpfung mit zahlreichen, den Untergrund durchsetzenden Gängen, welche als ausgefüllte Eruptionskanäle oder -spalten zu betrachten sind, aus welchen sich die glutflüssigen Gesteinsmassen ergossen und in ihrer Nachbarschaft ausbreiteten. Augenscheinlich war es demnach der Flüssigkeitsgrad des Eruptivmagmas, welcher es bedingte, dass sich letzteres entweder zu einem Kegel aufstaute oder nach den Seiten ausweichend ausbreitete. So wird z. B. die Küste der Kerguelensinsel von einer großen Anzahl zusammen gegen 700 m mächtiger Basaltlagen zu-

sammengesetzt; ganz ähnliches ist am Snake River in Idaho, auf den Faröer, vielen Inseln der Westküste Schottlands und auf Island der Fall. Das ein Areal von 40 □ Meilen bedeckende Vogelsgebirge ist das bedeutendste derartige deutsche Vorkommen, unter denen übrigens die über hundert Meter mächtigen Basaltdecken des Habichtswaldes und des Meißners besonders instruktiv sind. Auf dem Braunkohlen führenden Tertiärgebirge des Meißners (Fig. 36), welches rings an den Abhängen dieses Berges mit nur geringen Unterbrechungen zu Tage tritt und der Triasformation aufgelagert ist, hat sich eine mächtige Decke basaltischer Gesteine ausgebreitet, nur stellenweise von ihm getrennt durch eine der Basalteruption voraufgegangene Tuffbildung. Die basaltischen Gesteine sind teils echte Basalte, teils und zwar namentlich Plagioklas-Dolerite, welche den Basalt durchbrochen haben, also jüngeren Ursprunges sind als diese. Durch den ausgedehnten dortigen Bergbau sind die durch Basalt und Dolerit ausgefüllten Eruptionskanäle der das Plateau bildenden Basalt- und Doleritmassen aufgeschlossen. Der Durchmesser des nördlichen derselben (Fig. 36) beträgt 110 m, der des südlicheren mehr als doppelt soviel; neben ihnen setzen jedoch noch zahlreiche andere kleinere Gänge und Kanäle aus der Tiefe herauf. Im Kontakte mit diesen vulkanischen Gesteinsmassen ist die Braunkohle überall in Anthracit, Stangen-, Pech- und Glanzkohle umgewandelt worden.*)

Bei der Eruption der Gesteinsmasse solcher Vulkane wurde das glutflüssige Material zugleich in sich neu bildende oder bereits vorhandene Spalten gepresst. Auf diese Weise ausgefüllt, wurden dieselben zu den Basalt-, Phonolith- und Trachytgängen, welche in der Umgebung von Basalt-, Phonolith- und Trachytkegeln das Nebengestein, oft radiär, zu durchschwärmen pflegen (z. B. in den vulkanischen Distrikten von Nordböhmen und des Siebengebirges).

§ 19. **Struktur der massigen Vulkane.** Höchst charakteristisch für die kegelförmigen, sowie für die deckenförmig ausgebreiteten vulkanischen Massenergüsse sind deren Strukturverhältnisse, welche aus der Zusammenziehung des erkaltenden Magmas resultierten, und in Folge davon, dass diese Erkaltung von den Grenzflächen der Gesteinsmasse ausging, sehr oft in einem ganz bestimmten Zusammenhange mit deren Lagerungsform stehen. Die Volumenverringerung des erstarrenden Eruptivmagmas bedingte nämlich zweierlei Absonderungsformen, einerseits eine bank- oder plattenartige, andererseits eine prismatische oder säulenförmige. In der Anordnung dieser Platten und Säulen lässt sich sehr häufig ein bestimmtes Gesetz nachweisen, indem die Lage der Platten und Bänke der konischen oder glockenförmigen Gestalt der Vulkankuppe entspricht, die Säulen hingegen meist recht-

*) A. Fr. Moesta. Geol. Schilderung der Gegend zwischen Meißner u. d. Hirschberge in Hessen etc., Marburg 1867.

winkelig auf den Grenzflächen der betreffenden Gesteinsmasse stehen. Im ersteren Falle zerfallen die Bergkegel in lauter tutenartig oder glockenförmig übereinander liegende Schalen, welche allseitig abfallen, auf dem Gipfel aber sich ziemlich flach legen. Diese der äußeren Form entsprechende Struktur zeigt sich namentlich bei Phonolithkegeln, so besonders ausgezeichnet am Heldburger Schlossberge, am Hohentwiel und Hohenkrähen, am Milleschauer, am Teplitzer Schlossberge und an vielen anderen Kuppen Nordböhmens, sowie solchen des Velay, tritt aber auch bei Andesitkegeln, z. B. dem Puy de Sarcoui in der Auvergne auf. Andere massige Vulkane sind zwar plattenförmig oder bankartig abgesondert, doch äußert sich in der Richtung der Kluftflächen keine bestimmte Gesetzmäßigkeit, vielmehr verlaufen sie bald horizontal, bald wellig, bald ganz ordnungslos, wie es bei vielen Trachyt-, Andesit- und Liparitkegeln der Euganeen, Centralfrankreichs, der Ponza-Inseln und Islands der Fall ist. Stellt sich bei kegelförmigen massigen Vulkanen prismatische Absonderung ein, so zeigt sich nicht selten eine gesetzmäßige Anordnung der Gesteinssäulen, der zufolge die letzteren entweder büschelförmig nach außen divergieren, also vom Inneren aus nach allen Punkten der Oberfläche hinlaufen, oder kegelförmig, nach dem Gipfel zu konvergierend, gestellt sind. Bei vulkanischen Decken treten die dickplattige und die prismatische Absonderungsform sehr gewöhnlich vergesellschaftet auf, die Platten sind dann horizontal gelagert, so dass die Trennungsklüfte parallel der Oberfläche laufen, und bestehen aus lauter dicht aneinander und rechtwinkelig auf den Ablösungsflächen stehenden Säulen. Es ist dies bei fast allen Basaltdecken, oder auch bei solchen von Andesit, Trachyt und Liparit der Fall. Dergleichen Strukturverhältnisse beweisen, dass die massigen Vulkane einer einzigen Masseneruption und einem Festwerdungsakte ihre Entstehung verdanken.

§ 20. Verknüpfung der massigen und geschichteten Vulkane. Im Gegensatz zu den aus Bänken der verschiedenartigsten vulkanischen Produkte allmählich und mit zahlreichen Unterbrechungen aufgebauten Schichtvulkanen bezeichnet man das Gesteinsmaterial der in diesem Abschnitte betrachteten vulkanischen Berge und Decken als massig, um dadurch auszudrücken, dass es gewissermaßen aus einem Guss durch eine Masseneruption entstanden ist. Eine vollkommene und durchgängige Gleichförmigkeit besitzt dasselbe jedoch nicht, vielmehr wird diese durch Abände-

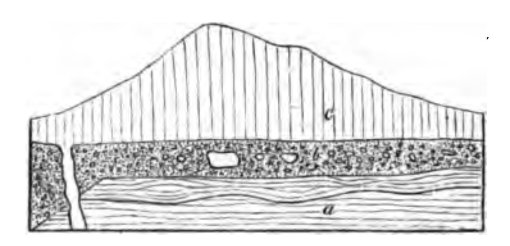


Fig. 37. Profil an der Prager Eisenbahn direkt oberhalb Außig. (*H. Crd.*)
a dünngeschichtete, lose Augitkrystalle führende Basalttuffe; *b* Basaltkonglomerat aus runden, olivinreichen Bomben; *c* säulenförmig abgesonderte Basaltkuppe.

rungen in der Struktur unterbrochen, welche auf den innigen Zusammenhang zwischen massigen und geschichteten Vulkanen hinweisen. Es sind dies Breccienbildungen im Kontakte der vulkanischen Masse mit dem Nebengesteine, von welchem erstere Bruchstücke losgerissen und umschlossen haben, — es sind Tuff- und vulkanische Schuttablagerungen, deren Auswurf der Eruption der glutflüssigen Masse voraus- oder mit ihr Hand in Hand ging (siehe Fig. 37), deren Menge jedoch im Vergleiche mit ähnlichen Produkten der Stratovulkane verschwindend klein ist, und endlich sind es Mandelsteinbildungen, welche eine ursprünglich poröse, schlackige Beschaffenheit des Gesteines voraussetzen, wodurch sich dasselbe gewissen Laven der Stratovulkane näherte. Tuffe und Konglomerate, welche nach Art der Aschen, Sande und Bomben der Stratovulkane durch Dampfexplosionen innerhalb des vulkanischen Schlundes entstanden, sind sehr gewöhnliche Begleiter der massigen Trachyt-, Andesit-, Basaltvulkane, deren Unterlage oder Umgebung sie häufig bilden. Noch schärfer wird dieser enge genetische Zusammenhang zwischen geschichteten und massigen Vulkanen dadurch hervorgehoben, dass Vulkane im Verlaufe ihrer Thätigkeit mit dem einen ursprünglichen Typus allmählich den zweiten kombinieren können. So erhebt sich im Vulkane von Astroni bei Neapel innerhalb eines aus Schichten von Bimssteintuff bestehenden Kraters ein über 66 m hoher Trachytkegel. Ein ganz analoges Beispiel liefert die Rocca Monfina, ein drittes der Puy de Sarcoui, ein trachytischer Glockenberg Central-Frankreichs, der aus den Krateren zweier Aschenkegel hervorgetreten ist. Auch Palma hat inmitten eines großen Stratovulkankraters einen Trachytbuckel.

§ 21. **Entstehung der massigen Vulkane.** Es ist früher gezeigt worden, dass die charakteristische architektonische und petrographische Beschaffenheit der Stratovulkane wesentlich durch den Konflikt zwischen sich aus dem Vulkanschlunde drängenden Gasen und Dämpfen einerseits und der dünnflüssigen Lava andererseits bedingt war, dass die Hauptmenge des Materiales der Stratovulkankegel ihre eigentümliche lose, schuttartige Beschaffenheit den sich im Zustande der Thätigkeit des Vulkanes kontinuierlich wiederholenden Gas- und Dampfexplosionen verdankt. Ist also besonders reichliche Entwickelung von Gasen und Dämpfen die Bedingung zur Entstehung eines Stratovulkanes um einen die Kommunikation mit dem Erdinneren vermittelnden Kanal, — so entstehen massige Vulkane bei ärmlicher Dampfentwickelung aus reichlich und ruhig quellender Lava. War letztere bereits ihrem Erstarrungspunkte nahe, wenn sie die Erdoberfläche erreicht, so staut sie sich, kontinuierlich und massenhaft empordringend, zu Hügeln und Kegeln, den sog. Domvulkanen oder Quellkuppen (Reyer) auf, war sie leichtflüssiger, so breitete sie sich zu vulkanischen Decken aus. Dass die einen sowohl wie die anderen das Produkt einer

einzigen, ununterbrochenen Eruption sind, wird, außer durch die Gleichartigkeit des Gesteinsmateriales, durch die Gesetzmäßigkeit bewiesen, welche die Absonderungsformen der ganzen Bergmasse beherrscht und welche nur durch die Gleichzeitigkeit der Erstarrung der letzteren erklärbar ist.

Dadurch, dass man die Basalt-, Trachyt- und Phonolithkegel als Massenvulkane erkannt und infolge davon den früheren, nur die Stratovulkane umfassenden Begriff eines Vulkanes erweitert hat, ist eine enge Verknüpfung zwischen den vor unseren Augen aus dem Erdinneren emporgelangten vulkanischen Produkten der Jetztzeit und den Eruptivgebilden längst verflossener Perioden hergestellt; eine Porphyrkuppe des karbonischen, eine Melaphyrdecke des permischen Zeitalters, eine paläozoische Diabaseinlagerung ist mit Bezug auf die Art ihrer Entstehung nichts anderes als ein Trachytkegel oder eine Basaltdecke, sie sämtlich gingen aus vulkanischen Massenergüssen hervor, welche entweder von gar keinen oder von nur wenig bedeutenden Tuff- und Schuttauswürfen begleitet waren.

Nicht unerwähnt darf die von Hochstetter*) vertretene Ansicht über den Zusammenhang der massigen Domvulkane und der Stratovulkane bleiben, welche sich, wie folgt, kurz zusammenfassen lässt. Es sei nicht unwahrscheinlich, dass sich im Inneren der thätigen Vulkankegel durch Umschmelzung seiner zentralen Kernpartie ein Hohlraum bilde, wodurch der Vulkan zu einem Hohlkegel werde. Der von letzterem eingeschlossene Raum fülle sich kurz vor jeder Eruption mit Lava und wird als Lavaraum bezeichnet, von welchem aus die eigentlichen Eruptionen stattfinden. Ist jedoch letzteres nicht der Fall, entleert sich also der Lavaraum nicht, so erstarrt die in ihm enthaltene glutflüssige Gesteinsmasse und bildet dann einen massigen Kern innerhalb des geschichteten Mantels, nämlich des Stratovulkanes. Durch Denudation dieses leicht zerstörbaren Mantels wird im Laufe der Zeiten der innere Gesteinskegel bloßgelegt werden und als Endresultat dieses Prozesses nur noch eine massive Kuppe von Basalt, Phonolith oder Trachyt, also eine homogene Vulkankuppe, ein Domvulkan übrig bleiben.

Die **Ursachen** der vulkanischen Eruptionen, also des Empordringens von glutflüssigem Materiale des Erdkernes, hat man dadurch zu erklären versucht, dass in Folge des fortdauernden Wärmeverlustes des Erdinneren an die Erdkruste und durch diese an den Weltenraum eine wenn auch noch so geringe Kontraktion der Erdkruste stattfinde. Der hierdurch auf den von letzterer umschlossenen und von glutflüssigem Materiale erfüllten Raum ausgeübte Druck presst Teile des glutflüssigen Gesteinsmagmas (vergl. S. 11) in die vorhandenen Spalten der Erdrinde, in welchen sie entweder zu Gängen erstarren oder auf welchen sie zur Erdoberfläche emporsteigen,

*) Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Band LXII. S. 771.

wo sie sich zu Kuppen auftürmen, sich zu Decken ausbreiten oder in Strömen tieferen Punkten zufließen. Die weithin bemerkbaren und imposanten, die Gesteinseruptionen begleitenden oder einleitenden Phänomene (Erderzitterungen, Dampfpinien, Aschenregen, Bombenauswürfe) sind trotz ihrer Großartigkeit sekundäre Erscheinungen, welche nach der Anschauung vieler Geologen dadurch resultieren, dass Wasser auf Spalten und Klüften durch den Druck der ganzen darüber stehenden Wassersäule bis zu sehr großer Tiefe hinab gepresst wird. Hier kann es sich unter dem hohen Drucke nicht in Dampf verwandeln, sondern vereinigt sich mit der empordringenden glutflüssigen Schmelze zu einem Magma. Steigt nun dieses höher empor, so explodiert dasselbe, sobald es in die Nähe der Erdoberfläche gelangt, wo der belastende Druck geringer ist, und liefert einerseits Bomben, Lapilli und Aschen, andererseits Wasserdampf und Chlorwasserstoff, welcher letztere von der Zersetzung des im eingedrungenen Meerwasser enthaltenen Chlornatriums herrührt. Die tiefer liegenden Massen werden dadurch vom Drucke befreit, kochen auf, drängen empor und ergießen sich als Lava. Diese Erklärungsweise setzt die Mitwirkung des von der Oberfläche nach der Tiefe dringenden Wassers und zwar namentlich des Meereswassers bei der Entstehung der Stratovulkane voraus. Als reinste und normalste Form vulkanischer Eruptionsgebilde sind deshalb die massigen Vulkandome und vulkanischen Decken zu betrachten, während die aus Aschen, Tuffen, Lapilli, Bomben und einzelnen Lavaströmen aufgebauten Stratovulkane ihre auffälligsten Eigenschaften, ihre Struktur und ihre ganze Bauart wesentlich der Mitwirkung des Wassers verdanken. Daher erklärt sich auch die Erscheinung, dass die Stratovulkane meist auf die Nähe des Meeres beschränkt sind (s. S. 144), von wo die in die Tiefe reichenden Spaltensysteme mit Wasser gespeist werden, während die massigen Vulkane eine derartige Abhängigkeit nicht zeigen.

Die Eruptionen der Vulkane liefern aber nicht nur Wasserdampf und Chlorwasserstoff, die vom injizierten Meerwasser herrühren können, sondern auch noch schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Ammoniakgas, Stickstoff, namentlich aber ungeheure Mengen von Kohlensäure. Diese Stoffe können nicht aus den von oben infiltrierten Wassern stammen, entströmen vielmehr, ebenso wie vielleicht ein Teil des Wasserdampfes, direkt dem glutigen Erdinnern, in welchem sie seit Ballung und Kondensation des kosmischen Glutnebels zur glühend flüssigen Erdkugel absorbiert enthalten sind. Das Innere der letzteren repräsentiert nach der Anschauung Angelot's, Reyer's, Tschermak's u. A. noch heute ein Magma, welches von Gasen (Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, Chlor) durchtränkt und in welchem Schwefel und Kohlenstoff in erheblicher Menge enthalten sind. Bei der allmählichen und fortdauernden Erstarrung desselben werden diejenigen Stoffe ausgeschieden, welche

bei Abnahme des Druckes gasförmig werden konnten, und finden durch die Spalten der Erdrinde gemeinsam mit mehr oder weniger reichlicher Lava ihren Ausweg. *)

2. Heiſse Quellen (Thermen).

Aus der Teufe aufsteigende Quellen besitzen eine um so höhere Temperatur, je tieferen Regionen sie entstammen, eine Erscheinung, welche auf der Zunahme der Erdwärme in der Richtung nach dem glutflüssigen Erdinneren zu beruht. Da diese Temperaturzunahme auf durchschnittlich je 33 m einen Grad Celsius beträgt, so muss demnach im allgemeinen solchen Quellen, welche ihren Zufluss aus einer Tiefe von mehr als 3300 m erhalten, Siedehitze innewohnen. Diese hohe Temperatur ist demzufolge als eine Äußerung des Vulkanismus aufzufassen. In der That ist das Hervorbrechen heißer Quellen vorzüglich auf vulkanische Gegenden beschränkt, wo ja auch für die Kommunikation zwischen Erdoberfläche und Erdteufe genügende Bahnen geöffnet sind. Fast sämtliche bekannte Vulkane werden von heißen Quellen begleitet, als deren extremste Form die Dampfquellen oder Fumarolen aufzufassen sind, — doch brechen erstere auch zuweilen weit entfernt von irgend einem anderen Zeichen vulkanischer Thätigkeit hervor. Von den bekannteren Thermen Mitteleuropas besitzt der Sprudel in Karlsbad 75, der Ursprung in Baden-Baden 71, der Kochbrunnen in Wiesbaden 68, die Kaiserquelle in Aachen 57, Ems 56, Teplitz 49, Gastein 48° C.

Da heiße Wasser eine größere Lösungsfähigkeit besitzen als kalte, so beschweren sich die meisten heißen Quellen durch Auslaugung ihres Nebengesteines mit mineralischen Substanzen und sind dann zugleich Mineralquellen, welche sich nicht selten ihrer Last beim Erreichen der Erdoberfläche entledigen. Die gewöhnlichsten ihrer Bestandteile sind Karbonate, Sulfate oder Chlorverbindungen von Calcium, Magnesium oder Natrium, sowie Kieselsäure und Eisenoxydul, von welchen sich namentlich kohlensaure Kalkerde, Kieselsäure und Eisenoxydhydrat am Austrittspunkte der Quellen ausscheiden und zu oft ziemlich mächtigen und ausgedehnten Ablagerungen Veranlassung geben. Die Bildung von Kieseltuff geht am großartigsten an den heißen Quellen Islands, Wyomings und Neu-Seelands vor sich. Auf Island stammt der Kieselsäuregehalt der dortigen Geysirwasser aus der Zersetzung des weit verbreiteten Palagonittuffes. Infolge

---

*) E. Reyer. Physik der Eruptionen etc. Wien 1877.

G. Tschermak. Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1877. Märzheft.

A. Streng. Beitrag zur Lehre vom Plutonismus; in Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1875. S. 40.

W. Siemens. Über den Mechanismus der Vulkan-Ausbrüche. Monatsber. d. Berl. Akad. d. Wiss. 1878. Sept. u. Okt.

der Verdunstung des heißen Quellwassers bleibt die bis dahin in kohlensauren Alkalien und als Hydrat gelöste Kieselsäure als Kieseltuff und Opal zurück und bildet um die Quellen herum Rinden und Stalaktiten, aus welchen sich bald kleine Kratere aufbauen, bald große Becken bilden, oder welche sich endlich zu runden Schächten von großer Regelmäßigkeit gestalten. Viel rascher als dergleichen Kieselabsätze gehen die Niederschläge von kohlensaurem Kalke und Eisenoxydhydrat aus kalk- und eisenkarbonathaltigen heißen Quellen vor sich, wie z. B. die Ablagerungen von Sprudelstein und Pisolith der Karlsbader Thermen und die schnellen Inkrustationen der in diese Quellen gelegten Gegenstände beweisen. Hochstetter hat berechnet, dass der Sprudel täglich 2880, jährlich über eine Million Pfund Kalksinter (Sprudelstein) liefern könnte. Das Karlsbader Wasser enthält außer kohlensaurem Kalke unter anderen auch etwas Fluorcalcium, und zwar einen Teil in 300 000 Teilen Wasser aufgelöst; diese anscheinend verschwindend kleine Menge summiert sich im Laufe eines Jahres zu etwa 12500 kg, welche den dortigen Gesteinen entzogen und in gelöstem Zustande an die Erdoberfläche geschafft werden. Außerdem fördern die Karlsbader heißen Quellen jährlich über 600 000 kg kohlensaures Natron und etwa 11 Mill. kg Glaubersalz, endlich sehr bedeutende Mengen von kohlensaurem Kalk und von Kochsalz zu Tage. Die heiße Schwefelquelle von Warasdin-Teplitz in Croatien liefert jeden Tag 77 000 Eimer Wasser von 56° C., und dieses enthält an festen Bestandteilen, nämlich Schwefel, Kali, Natron, Eisen, Kalk-, Talk-, Thon- und Kieselerde soviel, dass sie seit Beginn der christlichen Zeitrechnung bereits gegen 4000 Mill. kg dieser Mineralsubstanzen der Erdoberfläche zugeführt hat, welche einen Würfel von über 140 m Seitenlänge bilden würden.

Ganz besonderes Interesse erregen die intermittierenden heißen Springquellen oder **Geysirs.***) Die am längsten gekannte derselben ist der Geysir auf Island. Er liegt nordwestlich von der höchsten Spitze der Hekla inmitten einer Ebene am Fuße des Barnafell. Durch allmählichen Absatz der in seinem Wasser aufgelösten Kieselsäure hat sich derselbe rings um seine Ausmündung einen flachen Kegel von 10 m Höhe und gegen 70 m Durchmesser aufgebaut, in dessen Gipfel ein flaches Becken von 2,3 m Tiefe und 18 bis 20 m Durchmesser eingesenkt ist. An der tiefsten Stelle des letzteren mündet ein 3 m weiter zylindrischer Kanal, dessen Wände aus Kieseltuff bestehen und wie poliert erscheinen. Das Wasser, welches das Becken ausfüllt, ist gewöhnlich ruhig und zeigt 76 bis 89° C., während es innerhalb des Kanales nach unten zu an Wärme zunimmt und in 32 m Tiefe

*) Holmes a. Peale. Yellowstone National Park. XII. Ann. Rep. Geol. Survey of th. Territ. Washington 1883. Mit vollständiger Zusammenstellung der Thermen-Litteratur.

über 130° C. besitzt, würde also an dieser Stelle sieden und sich in Dampf verwandeln, wenn es nicht durch den Druck der auf ihm lastenden Wassersäule daran verhindert würde. Allein von Zeit zu Zeit, gewöhnlich alle 24 bis 30 Stunden, tritt eine äußerst heftige und großartige Wassereruption ein, welcher mehrere kleinere Eruptionen vorausgehen. Sie beginnen mit starkem unterirdischen Donner und Erschütterungen des Bodens, worauf das Wasser bis zum Rande des Beckens aufsteigt, aufkocht und hoch emporwallt, bis endlich eine mächtige Wassersäule, von Dampfwolken eingehüllt, pfeilschnell bis 30, ja 40 m Höhe emporschießt, um nach einigen Minuten zurückzusinken. Die Ursache dieser Eruptionen ist nach Bunsen*) darin zu suchen, dass das Wasser am Boden der Röhre unter dem Drucke der auf ihm lastenden Wassersäule über 100° C. erhitzt werden kann, während sich dasselbe an ihrer Mündung bedeutend abkühlt. Sobald nun das in der Tiefe des Kanales befindliche Wasser durch allmähliche Steigerung seiner Temperatur durch fortwährend neu hinzuströmende überhitzte Wasser den der Druckhöhe entsprechenden Siedegrad erreicht hat, wird sich dasselbe in Dampf verwandeln. Dieser wirft das über dem Explosionspunkte befindliche Wasser der Röhre mit großer Vehemenz in die Luft, von wo es abgekühlt zum großen Teile wieder in die Mündung des Kanales zurückfällt. Die allmähliche Überhitzung der tieferen Schichten beginnt nun von neuem, bis eine zweite Dampfexplosion eine neue Wassermasse in ein höheres Niveau des Kanales treibt, wodurch sich die Eruptionserscheinungen wiederholen.

Eine zweite große intermittierende Springquelle Islands ist der Strokr, welcher, kaum 100 Schritte vom Geysir entfernt, in unregelmäßigen Zwischenpausen Eruptionen zeigt.

Noch viel großartiger als auf Island sind die heißen Quellen Neu-Seelands. In einem einzigen und zwar kleineren der dortigen Quellengebiete, dem bei Tokanu, sind auf dem Raume von 2 englischen Quadratmeilen über 500 Dampf- und heiße Quellen, mehrere gewaltige Sprudel, mit kochendem Wasser gefüllte Kessel, Kesselsinterkratere, welche sich periodisch füllen und leeren, bekannt. An den Ufern des Waikato sind auf eine Entfernung von etwa 1 Meile 76 intermittierende und kontinuierliche Spring- und Dampfquellen verteilt und werden von zahlreichen kochenden Schlammpfützen begleitet. Die großartigste intermittierende Springquelle Neu-Seelands war die am 10. Juni 1886 durch einen plötzlichen vulkanischen Ausbruch vernichtete Tetarata. Hochstetter beschreibt sie wie folgt: Ihr Quellbassin ist 26 m lang, 20 m breit und bis an den Rand mit klarem, in der Mitte fortwährend mehrere Fuß hoch aufwallendem Wasser

*) Annalen d. Chemie und Pharmac. 1847 LXII. S. 24. u. Poggend. Annal. 1847. S. 159.

gefüllt, das in dem schneeweiß übersinterten Becken herrlich blau erscheint. Ungeheuere Dampfwolken, die das Blau reflektieren, wirbeln auf. Die Temperatur in der Mitte ist wahrscheinlich dem Siedepunkte nahe, am Rande beträgt sie 84° C. Am Abhange des Hügels, über welchen der Quellabfluss stattfindet, haben sich in Folge des Kieselsäuregehaltes der Gewässer weiße, marmorartige Terrassen gebildet, einem plötzlich erstarrten, von Stufe zu Stufe sich stürzenden Wasserfalle vergleichbar. Jede dieser Terrassen hat einen kleinen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, welche kleinere Wasserbecken vom schönsten Blau einschließt. Nach der Aussage der Eingeborenen wird zuweilen unvermutet die ganze Wassermasse des Hauptbassins ausgeworfen, das 10 m tiefe Becken erscheint dann leer, füllt sich aber rasch wieder. Gewöhnlich rieselt nur ein wenig Wasser über die Terrassen, und nur der Hauptabfluss an der Südseite bildet einen heißen Bach.

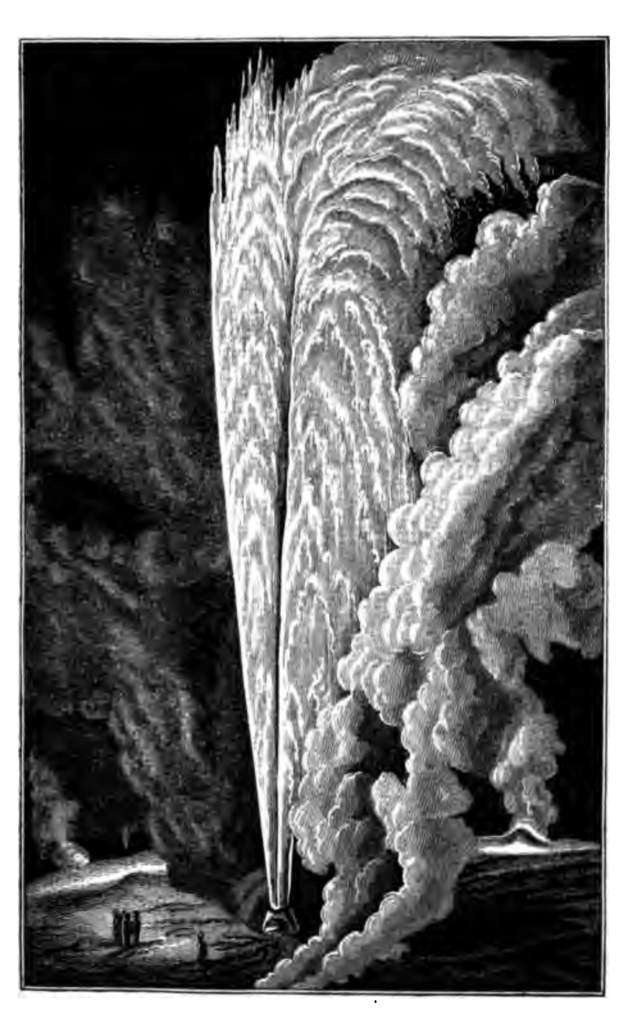


Fig. 38. Der Beehive Geysir in Thätigkeit. Nach *Holmes*. Höhe des Wasserstrahles gegen 70 m.

Voll interessanter Erscheinungen ist die Region heißer Quellen, die 1871 in den Rocky Mountains nahe dem Ursprungspunkte des Yellowstone und Missouri-Flusses in Wyoming entdeckt wurde. Jene Gegend

(National Park) besteht aus jungvulkanischen Gesteinen, nämlich Basalten, Laven und Tuffen, durch welche sich die Flüsse tiefe Thäler und Schluchten bis in die unterliegenden älteren Formationen eingeschnitten haben. Auf den Sohlen gewisser dieser Thäler reihen sich nun heiße Quellen, Sinterkegel, zischende Dampfquellen, Sprudel, Geysirs, kochende Schlammpfützen, kreisrunde Bassins mit klarem, heißem Wasser, warme Bäche, ausgedehnte Ablagerungen und metermächtige Inkrustate von oft prachtvoll rot, grün, gelb gefärbtem Kieselsinter, sowie Absätze von Schwefel dicht aneinander. Die Anzahl der heißen Quellen allein beläuft sich auf gegen tausend, die der aktiven Geysirs auf 30. Zu den auffälligsten Erscheinungen dieser interessanten Region gehört der White Mountain im Gardiner Thale und der Beehive, Giant und Oldfaithfull Geysir am Fire Hole Creek. Ersterer besteht aus einer bis gegen 20 m mächtigen Ablagerung von Kieselsinter, welche sich wie ein schneeweißer Gletscher terrassenförmig das Thalgehänge hinabzieht und auf seiner Oberfläche mit runden, kraterförmigen Vertiefungen, schlotartigen Quellröhren, warzenförmigen Kegeln und mannigfaltigen Stalaktiten bedeckt ist. Aus dem flachgewölbten Kieselsinterkegel des Giant Geysirs erhebt sich in Intervallen von mehr als 3 Tagen während eines Zeitraumes von 80 Minuten eine 2 m dicke Wassersäule bis zu 45 m Höhe; der Old Faithfull hingegen ist regelmäßig von Stunde zu Stunde thätig und treibt dann ohne vorbereitendes Donnern und ohne beträchtliche Dampfentwickelung das kochende Wasser senkrecht bis zu 45 m in die Höhe.

Als Folgerung aus den letzten Abschnitten ergiebt es sich, dass die Verbreitung der Vulkane und heißen Quellen auf der Erdoberfläche eine allgemeine, von den physikalischen Verhältnissen und der geognostischen Zusammensetzung der Erdoberfläche vollkommen unabhängige ist. Wir sehen Vulkane auf allen Kontinenten und in jedem Ozeane, unter allen geographischen Breiten, nahe den Polen und unter dem Äquator, wir sehen sie auf Hochplateaus und Gebirgsrücken und unter dem Niveau des Meeres und endlich in ihrem Auftreten an keine Gesteinsformation gebunden, bald auf dem ältesten Eruptivgesteine, bald auf dem jüngsten Schwemmlande aufsitzend. Aus dieser vollkommenen Unabhängigkeit des Auftretens der Vulkane von den Verhältnissen der Erdoberfläche ergiebt sich, dass die Ursache ihrer Thätigkeit außerhalb des Bereiches dieser letzteren, also in tieferen Regionen des Erdballes zu suchen ist. Ferner beweist ihre allgemeine Verbreitung über alle Teile der Erde das Überallvorhandensein ihrer materiellen Ursache, und endlich lassen die Übereinstimmung der Auswurfs- und Ausströmungsprodukte, auch von einander entfernter Vulkane, die Identität des Baues dieser letzteren, sowie ihrer Eruptionserscheinungen auf eine Gemeinsamkeit ihres Ursprunges schließen. Ganz Ähnliches lässt sich von den heißen Quellen sagen. Unter allen Zonen, auf

Inseln und inmitten der Kontinente dringen sie aus der Tiefe. Alle diese Umstände weisen darauf hin, dass die erwähnten vulkanischen Erscheinungen nichts anderes sind, als Äußerungen und Folgen der Glut des Erdinneren.

3. Säkulare Hebungen und Senkungen des Bodens. (Verschiebungen der Strandlinie.)

Litteratur.

F. G. Hahn. Untersuchungen üb. d. Aufsteigen u. Sinken der Küsten. Leipzig 1879.
R. Credner. Die Deltas. Ergänzungsheft Nr. 56 zu Peterm. geogr. Mitt. Gotha 1878. S. 60 u. f.
F. Toula. Über die säk. Hebungen und Senkungen d. Erdoberfläche. Wien 1880.

§ 1. **Säkulare Hebungen und Senkungen. Anhaltspunkte für Konstatierung derselben.** Säkulare, also außerordentlich langsame, in kürzeren Zeiträumen kaum nachweisbare Niveauveränderungen einzelner Schollen der Erdkruste können sich als Hebungen oder als Senkungen geltend machen und sind Erscheinungen, welchen der größte Einfluss auf die Entwickelungsgeschichte der Erdoberflächengestaltung zukommt. Infolge der Allgemeinheit dieser Schwankungen, aus Mangel an einem an der Bewegung des Festlandes unbeteiligten Beobachtungspunkte gehen jedoch diese Oszillationen an dem Bewohner des Binnenlandes unvermerkt vorüber und würden überhaupt schwer nachweisbar sein, wenn nicht der Meeresspiegel einen Vergleichshorizont abgäbe, an welchem sich die Hebungen und Senkungen der Kontinente wahrnehmbar machen und messen lassen.*) Felsriffe und Sandbänke, welche früher von Wasser bedeckt waren, steigen empor, Küstenstriche wachsen an Breite in der Richtung nach dem Meere zu, einstige Hafenplätze werden landeinwärts geschoben, flache Meeresarme vollständig unfahrbar gemacht, Meeresbuchten zu Strandseen umgewandelt, Korallen- und Austerbänke trocken gelegt, Deltas tauchen aus den Flussmündungen hervor. Andere Ufer und mit ihnen Hochwälder und menschliche Bauten sinken allmählich unter den Spiegel des benachbarten Ozeanes, bis sich die Wasser über ihnen schließen.

Solche Hebungen und Senkungen äußern sich der Natur der Sache nach, ebenso wie dies bei Ebbe und Flut der Fall ist, am auffälligsten an flachen Ufern und würden an steilen, felsigen Gestaden spurlos vorübergehen, wenn das Meer nicht unverkennbare Merkzeichen überall da zurückließe, wo es einst gegen die Ufer gebrandet hat. Durch den Anprall der Wogen hat es die Felswände unterwaschen und die Klippen glattgeleckt (Strandlinien), es hat Haufwerke von runden Kieseln, Sand und Thon aufgetürmt und Muschel- und Korallenbruchstücke, sowie Seetange zusammen-

*) Vergl. jedoch § 4. Schluß.

geschwemmt (Strandterrassen), kurz jene eigentümlichen Strandbildungen, welche den Ozean wie ein Saum umgürten, erzeugt. Hebt sich der Kontinent, so entzieht er diese Strandlinien und Strandterrassen dem Bereiche des Meeres, rückt sie landeinwärts und versetzt sie in die Höhe von Hunderten von Metern. Unterdessen wirft das Meer neue Strandbildungen auf, um dieselben eine nach der anderen einem gleichen Schicksale anheimfallen zu sehen. Anscheinend horizontal umsäumen sie dann die Abhänge der steilen Meeresküsten. Eine ähnliche Beweiskraft besitzen die Reliktenseen. Sie stellen Tümpel des Meeres vor, welche in Vertiefungen eines durch Hebung trocken gelegten und dadurch zum Festlande umgewandelten Meeresgrundes stehen blieben und allmählich mehr und mehr ausgesüßt wurden, ohne dabei ihrer ursprünglich marinen Fauna gänzlich verlustig zu gehen.*)

§ 2. **Beispiele von Hebungen.** Am einleuchtendsten und zugleich am genauesten untersucht sind die durch Hebungen des Landes erzeugten Erscheinungen Skandinaviens. Die Küsten dieses Landes befinden sich zum Teil noch jetzt im Zustande der säkularen Hebung, nachdem dieser in vorhistorischer Zeit mehrere ruckweise Hebungen, unterbrochen von längeren Stillständen, vorausgegangen waren. An der norwegischen Küste**) finden sich die Beweise für diese Niveauveränderungen erhalten in Strandlinien, in Terrassen und in marinen Muschelthonbänken.

1) Die Strandlinien sind horizontale, durch den Wogenschlag in die



Fig. 39. Doppelte Strandlinie bei Grötnes (Insel Renö) mit den entsprechenden Terrassen an der Thalmündung in der Mitte des Profiles. Nach *Mohn*.

Felswände eingegrabene Wassermarken, welche namentlich aus der Entfernung, oder wenn sich auf ihnen Schnee konserviert hat, wie wegartige Felseinkerbungen erscheinen. Sehr häufig treten deren zwei übereinander

*) Rud. Credner. Die Relikten-Seen. Ergänzungsheft zu Peterm. geograph. Mitteil. 1887.

**) Th. Kjerulf. Die Geologie des südl. und mittl. Norwegen. Deutsch v. Gurlt. Bonn 1880. S. 2—23. — S. 1 die gesamte einschlägige Litteratur. — R. Lehmann. Über ehemalige Strandlinien in Norwegen. Halle 1879 u. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle 1881.

auf (Fig. 39). Lange Strecken der Meeresküste sind mit einem Kranze solcher Strandlinien umgeben, jedoch besitzen sie an den verschiedenen, selbst benachbarten Lokalitäten voneinander sehr abweichende Höhenstufen. Am höchsten liegen diese Strandlinien bei Trondhjem, nämlich 145 und 162 m über dem Meere, senken sich nach N zu beträchtlich und sollen im Altenfjord (Finnmarken) sogar schräg laufen und zwar konvergieren (?). Mit diesen Strandlinien stehen 2) Terrassen in deutlichstem Zusammenhange, welche sich als Fortsetzungen der ersteren in den in die Fjords einmündenden Thälern finden. Es sind dem Thalboden aufgesetzte, oben ebene Stufen, die aus Schichten von Sand und Kies aufgebaut sind und deren steile Böschung thalabwärts gerichtet ist. Sie sind an der Mündung der Flüsse in die Fjords entstanden und tragen oft noch deutlich das Gepräge alter Deltabildungen an sich. Sie wiederholen sich zu mehreren (3—4) übereinander. Die höchste derselben, also die höchste Meeresstufe, liegt bei Kristiania und Trondhjem in etwa 200, bei Bergen in etwa 150, im Nordfjord und Fördefjord in etwa 75 m Meereshöhe. Unmittelbar an den Fuß dieser obersten Terrassen schließen sich 3) Sand- und Thonablagerungen mit marinen Resten und Muschelbänke an. Die höchst gelegenen, also ältesten derselben enthalten eine Fauna mit viel arktischerem Habitus als die tieferen, also späteren Ablagerungen an der jeweiligen Meeresküste und weisen ähnlich wie gewisse Terrassen auf eine Hebung von etwa 200 m hin. Alle diese Erscheinungen sprechen dafür, dass sich die Küste Norwegens in säkularer Hebung befindet, welche sich jedoch nicht nur an verschiedenen Teilen der ersteren in verschiedenem Grade äußerte, sondern sich auch periodisch besonders energisch, also ruckweise bethätigte. Dass dieselbe bis in die jüngste Zeit fortdauert, wird erhärtet durch das Vorkommen abgestorbener Stämme von Oculina prolifera im Kristianiafjord und zwar in einer Tiefe von nur 10 bis 15 Faden. Nun ist aber diese Koralle eine Tiefseeform und lebt an der Nord- und Westküste Skandinaviens in 150 bis 300 Faden Tiefe. Dieser ihrer Lebenssphäre wurde sie durch die Hebung des Meeresgrundes entführt und in ein neues Niveau von geringerer Tiefe versetzt, wo sie natürlich absterben musste.*)

Was nun die Küste Schwedens anbetrifft, so befindet auch sie sich zum bei weitem größten Teile und zwar in ihrer ganzen Erstreckung nördlich von Karlskrona im Zustande der säkularen, jedoch lokal ungleich starken Hebung, von welcher die Küste von Norrland und die Landschaft zwischen Gefle und Stockholm am energischsten betroffen wird. Hier beträgt dieselbe auf Grund eingehauener Wassermarken im Zeitraume eines Jahrhunderts

*) Sars (vom Rath). N. Jahrb. f. Min. etc. 1869. S. 422.

bis zu 1,36 m. Im Gegensatze hierzu ist der südlichste Teil von Schweden von Karlskrona bis Landskrona in säkularer Senkung begriffen.

Ganz ähnliche Anzeigen von stattgehabter ruckweiser Hebung wie Skandinavien hat auch Schottland aufzuweisen und zwar namentlich in Gestalt ausgedehnter und z. T. mehrere Kilometer breiter Meeresterrassen (raised-beaches), welche die Gestade umsäumen.*) Dieselben bestehen aus Kies, Sand, Lehm und Thon und sind oft reich an marinen Resten. Die niedrigste, also jüngste und deshalb best erhaltene dieser Terrassen nimmt seewärts ein Niveau von 8—10 m über dem Meere ein (daher »30 feet-beach«), erreicht 1—2 Miles Breite und trägt die meisten Hafenstädte der Ostküste Schottlands, steigt aber landeinwärts bis zu 15 oder 18 m an und geht hier in alte, sich ins Gebirge ziehende Flussterrassen über. Sie enthält Reste einer Fauna, welche mit der jetzigen der benachbarten Meere übereinstimmt, und hat außerdem mannigfaltige Produkte menschlicher Thätigkeit geliefert, so namentlich zahlreiche alte Kähne (Canoes) und vereinzelte Steinbeile. Die nächste höhere Meeresterrasse besitzt 15—16 m, die höchste und älteste dieser Ablagerungen eine Meereshöhe von einigen 30 Metern (daher 100 feet-terrace) und führt die Reste einer arktischen Molluskenfauna, so z. B. von Leda arctica und Pecten Grönlandicus.

Außer in den oben erwähnten Landstrichen haben sich im Laufe der jüngsten Zeiten stattgehabte säkulare Hebungen namentlich an folgenden Küsten konstatieren lassen: an denen von Finnland, an denjenigen des westlichen Mittelmeerbeckens, Siciliens, an der Landenge von Suez und den Küsten des roten Meeres, Ceylons und Hinterindiens, an der Ostküste Neuseelands (die Westküste hingegen senkt sich), am südlichen Teile der Ostküste von Asien, an der Westküste von Südamerika (bei Valparaiso beträgt das Maximum der Erhebung 1000 m), ebenso an derjenigen von Central- und Nordamerika, sowie von Grönland, ferner von Spitzbergen und an der sibirischen Eismeerküste.

Eine gewisse Berühmtheit als Beweismittel für abwechselnde Senkungen und Hebungen des Bodens hat der Serapis-Tempel bei Puzzuoli unweit Neapel erlangt (Fig. 40). In den dicht an der Meeresküste gelegenen Ruinen desselben befinden sich noch drei 12,3 m hohe, aus je einem Stücke gearbeitete Marmorsäulen, welche nach Wegräumung des sie umgebenden vulkanischen Sandes jetzt frei dastehen. Die Oberfläche ihres untersten Teiles ist bis zu 2,5 m Höhe glatt und unverletzt, dann aber innerhalb einer 3,4 m hohen Zone von zahlreichen Löchern von Lithodomus lithophagus durchbohrt, in welchen die Schalen dieser Bohrmuschel häufig noch erhalten sind. Die obere Partie der Säulen ist wiederum völlig unverletzt.

---

*) James Geikie. Great Ice age. 1877. S. 296; — u. Prehistoric Europe. 1881. S. 383. u. 417.

Aus diesen Thatsachen ergiebt es sich, dass sich der Landstrich mit dem Serapis-Tempel infolge einer mit Erdbeben und Aschenregen verbundenen vulkanischen Eruption um wenigstens 6 m gesenkt hat. In diesem Niveau verblieb der Tempel längere Zeit, während welcher die Bohrmuscheln ihren Wohnsitz in dem Teile der Säulen aufschlugen, welcher zwischen der 2,5 m hohen Decke von vulkanischem Sande und dem Wasserspiegel lag. Erst später erfolgte wiederum eine Hebung, infolge deren der Tempel sein heutiges Niveau erhielt. Gegenwärtig aber sinkt derselbe von neuem, und zwar um 2 cm im Jahre.



Fig. 40. Ruinen des Serapis-Tempels.

§ 3. **Beispiele von Senkungen.** Es liegt in der Natur dieses Vorganges, dass Senkungen von Küstenstrichen weit schwieriger nachweisbar sind, als Hebungen, bei welchen letzteren die Merkmale früherer Meeresbedeckung durch Trockenlegung sichtbar gemacht werden, während bei Senkungen diejenigen Gegenstände, die als Anhaltspunkte dienen könnten, unter dem Wasserspiegel verschwinden. Als Kennzeichen von Senkungen sind zu betrachten: unter das Meer gesunkene Torfmoore, Wälder und Gebäude, — vom Meer überspülte Straßenpflaster von Küstenorten, — Landverlust an der Küste, Trichtermündungen von Flüssen, — ferner im Ozeane die Koralleninseln.

An zahlreichen Punkten, so an der kurischen Nehrung, an der Küste Englands, der Normandie, der Bretagne, New-Jersey's und Nordcarolina's sind submarine, also unter die Oberfläche des Meeres gesunkene Wälder bekannt, welche für Senkungen jener Landstriche sprechen, die vor verhältnismäßig erst kurzer Zeit stattfanden. Wie die gesamte deutsche Ostseeküste, so befindet sich auch die Küste der Nordsee im Zustande säkularer Senkung, ein Teil Hollands, und zwar ein Areal von 268 QM., liegt bereits unter dem Niveau des Meeres, dessen Eindringen nur durch künstliche Bauten abgehalten wird; das Areal des Zuider-Sees wurde erst vor fünf Jahrhunderten von den Fluten bedeckt, und eine große Zahl der Küsteninseln zwischen Texel und Elbe und an der Westküste Schleswigs sind während unserer Zeitrechnung verschwunden oder haben bedeutend an Größe verloren.*) Auch die gesamte Ostküste der Vereinigten Staaten mit ihren vorgeschobenen, alte Uferlinien bezeichnenden Inseln, mit ihren versunkenen Wäldern und trichterförmigen Flussmündungen ist in Senkung begriffen. Ebenso sinkt die Südspitze Grönlands langsam unter das Meer, so dass die Pfähle, an welche die eingewanderten Europäer ihre Kähne zu befestigen pflegten, bereits unter dem Wasser verschwunden sind und die Ruinen verlassener Gebäude von ihm überflutet werden.

*) Arends. Physische Geschichte der Nordseeküste etc. Emden. 1833.

Gerade so wie das massenhafte Vorkommen von Seetierresten in bedeutend höheren Niveaus, als jene gelebt haben können, ein untrügliches Beweismittel für Hebungen von Landstrichen abgiebt, so wird auf der anderen Seite durch das massenhafte Auftreten von Produkten organischer Thätigkeit unterhalb der Lebenssphäre ihrer Erzeuger eine Senkung des Bodens bewiesen. So deutet das Material und der Bau der Koralleninseln des Stillen Ozeanes darauf hin, dass sich der Grund dieses Meeres seit langen Zeiträumen im Zustande säkularer Senkung befindet. Diese Theorie lässt sich nach Darwin und Dana (vergl. Dynam. Geol., Organ. Leben), auf folgende Weise begründen. Die Korallentierchen, die bei dem Aufbau der Koralleninseln thätig gewesen sind, können nur bis zu einer Tiefe von 40 m unter dem Wasserspiegel leben. Trotzdem besteht das Material dieser Inseln bis zu viel größerer Tiefe ausschließlich aus abgestorbenen Korallen. Diese müssen demnach durch Senkung aus der ihnen zum Leben angewiesenen obersten Meereszone allmählich in jene Tiefe gelangt sein. Ein solcher Vorgang zwang die sich auf den Riffen neu entwickelnden Generationen von Korallentierchen, um nicht aus ihrer Lebenssphäre gerissen, also ihrer Existenzbedingungen beraubt zu werden, zur fortwährenden Ansiedelung auf den oberen Rändern des sinkenden Korallenriffes, zwang sie also dazu, ihre Bauten statt in die Breite nach oben zu richten. Die Folge dieser Senkung und der dadurch bedingten und geleiteten Thätigkeit der Korallentierchen war die Entstehung der nach Hunderten zählenden ringförmigen Koralleninseln (Atolls). Jede derselben entspricht einer versunkenen Insel, um welche sich die Korallentierchen angesiedelt und ursprünglich ein Saumriff aufgebaut hatten, welches sich direkt an das Ufer anlehnte (Fig. 41, 1. 1. und Fig. 42, *a*). Es begann die säkulare Senkung des Meeresgrundes und mit ihm der Insel und ihres Riffes, welches sich dadurch allmählich zu einem Barriereriff umgestaltete (Fig. 41, 2. 2. u. Fig. 42, *b c*). Die Insel verschwand bei fortgesetzter Senkung unter dem Meeresspiegel, die Korallentierchen hingegen hielten ihre Bauten

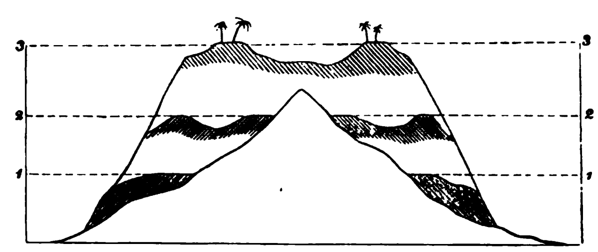


Fig. 41. Profil durch eine Koralleninsel in den einzelnen Stadien ihrer durch Senkung bedingten Entwickelung.

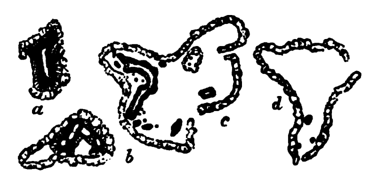


Fig. 42. Feejee Koralleninseln. *a* Goro mit Saumriff, *b* Augau mit Barriereriff, *c* Exploring Isles mit sehr entferntem Barriereriff, *d* Numuku, eine Lagune mit einer einzigen Felsspitze. Nach *Dana*.

stets in demselben Meeresniveau, so dass dieselben, mag auch ihr Untergrund in steter Senkung begriffen sein, noch immer die Oberfläche des Meeres erreichen und hier die Atolls bilden (Fig. 41, 3. 3). Außerdem aber hat die Tuscarora auf den Bodenerhebungen im Westen des Stillen Ozeanes Korallenkalk und -schlamm in Tiefen zwischen 2000 und 4000 m angetroffen, was darauf hinweist, dass hier das Sinken des Bodens zu rasch vor sich gegangen ist, als dass das Korallenwachstum mit ihm hätte gleichen Schritt halten können. Das Senkungsfeld auf dem pazifischen Meeresgrunde scheint gegen 1200 Meilen Länge und 400 Meilen Breite zu besitzen.

Irgend eine Gesetzmäßigkeit in der geographischen Verbreitung von Hebungen und Senkungen, eine Abhängigkeit der Richtung und Stärke dieser Bewegungen von der geographischen Breite lässt sich nicht nachweisen.

§ 4. **Hebungen und Senkungen in früheren geologischen Zeiträumen.** Die Oberfläche sämtlicher Kontinente bildete in früheren geologischen Zeiträumen einen Teil des Meeresgrundes und ist erst allmählich zum Festlande emporgehoben worden. Selbst in der letzten Periode vor dem Auftreten des Menschen, in der Tertiärzeit, war z. B. der größte Teil von Deutschland noch vom Meere bedeckt. Ähnliches gilt in noch höherem Maße von ganz Europa und den übrigen Kontinenten während der noch älteren geologischen Perioden, z. B. der Trias-, Jura- und Kreidezeit oder der Silur- und Devonperiode. Ganze Länder sind großenteils aus Gesteinen, welche die Reste einstiger Meeresbewohner in großer Anzahl umschließen, zusammengesetzt, weite Plateaus und Hochebenen im Inneren der Kontinente bestehen aus uralten, jetzt in Stein umgewandelten Korallenbauten, sowie aus Muschel- und Crinoidenbänken. Erst durch Hebungen wurde der mit den Tieren des Meeres gemengte ozeanische Bodensatz zum Festlande. Diese Hebung ging aber nicht gleichförmig und konstant, sondern mit Unterbrechungen durch Stillstände, ja durch inzwischen eintretende Senkungen vor sich. An zahlreichen Erscheinungen lässt sich dieser Prozess der Niveauveränderung der alten Kontinente verfolgen. An keinem Punkte der geologisch bekannten Erde ist die Reihe der unter Mithilfe des Meeres, also aus Niederschlägen aus demselben entstandenen geschichteten Formationen eine vollständige, überall fehlen einzelne wichtige Glieder derselben, an den meisten Stellen sogar deren Mehrzahl, an vielen sind nur ein oder zwei Formationen und noch dazu nur teilweise zur Ablagerung gekommen, oft lagert die jüngste direkt auf der ältesten Formation, während alle Zwischenglieder fehlen. Solche Lücken in der Schichtenreihe entsprechen periodischen Emersionen größerer oder kleinerer Teile des damaligen Meeresgrundes über den Wasserspiegel, infolge deren zwar rings um den gehobenen Landstrich kontinuierliche Niederschläge des Meeres erfolgten, auf ihm selbst jedoch nicht stattfinden konnten. Überlagerungen

dieses einstigen Festlandes durch jüngere Schichtenreihen beweisen späteres Zurücksinken des zeitweilig in das Trockene gehobenen Meeresgrundes in sein früheres Niveau, und endlich seine jetzige Lage oberhalb des Meeresspiegels eine neue Hebung.

Fernere Beweismittel stetiger Niveauveränderungen der Erdoberfläche während verflossener geologischer Perioden treten uns in der Wechsellagerung rein mariner Schichtenreihen mit Land-, Sumpf- und Süßwasserbildungen entgegen. Sandsteine und Schieferthone mit Resten von Landpflanzen und Flötzen von Steinkohle, welche aus der Verwesung von Farnen, Calamiten und Sigillarien oder von Coniferen, Cycadeen und Equisetaceen hervorgegangen sind, Schichten, auf welchen sich noch die Fußabdrücke der Tiere erhalten haben, die am Meeresstrande ihre Nahrung suchten, Schichten, auf welchen man noch die Wellenfurchen der Ufer uralter Ozeane, die Eindrücke vorweltlicher Regentropfen erkennt, sie werden überlagert von mächtigen Formationen, deren Reichtum an Resten von Bewohnern der See auf einen ozeanischen Ursprung derselben, also auf bedeutende und wiederholte Senkungen des vormaligen Festlandes und auf eine spätere neue Hebung desselben in sein jetziges Niveau schliessen lassen.

Mit diesen zum Teil sehr ausgedehnten Hebungen und Senkungen, mit dieser sich fortwährend geltend machenden Umgestaltung der Konturen der Erdoberfläche gingen stete Veränderungen der Lokalfauna und -flora, das Verdrängtwerden der bisherigen und die Einwanderung einer benachbarten Hand in Hand. Bei eintretenden Senkungen stellten sich statt der bisherigen kontinentalen Tier- und Pflanzenwelt zuerst die Bewohner der Sümpfe ein; vor dem hereindringenden Meere verschwanden auch diese; die Organismen des Brackwassers, dann die der seichten See und noch später die des offenen Ozeanes wanderten ein. Bei Hebungen der von Wasser bedeckten Landstriche zu Festland fand die umgekehrte Reihenfolge in dem Wechsel des organischen Lebens statt. Der Tier- und Pflanzencharakter ein und derselben Stelle der Erdoberfläche war demnach, ganz abgesehen von den mit der Zeit fortschreitenden Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, fortdauernden und durchgreifenden Wandelungen und gegenseitigen Ablösungen unterworfen. Umstehende deutschem Boden entnommene Beispiele mögen zur Erläuterung derartiger Oszillationen während der geologischen Vorzeit dienen (s. Tabelle S. 182):

Ein ferneres Anzeichen von ausgedehnten Senkungen, welche die einstmaligen Kontinente betroffen haben, ist die Transgression mariner Sedimente, d. h. das Übergreifen jüngerer Schichtenkomplexe über diejenigen älterer Perioden. So hat z. B. die obere Hälfte der Kreideformation in Deutschland und anderen Ländern eine viel größere Verbreitung als die untere und reicht über das Ablagerungsgebiet der letzteren weit hinaus.

Sie dringt über deren Grenzen nach Schweden, Westfalen, Sachsen, Böhmen bis nach Regensburg; ferner bis an den Nordabhang des Riesengebirges, nach Schlesien und Mähren, also in das Gebiet viel älterer Formationen vor,

Beispiele von Oszillationen.
(von unten zu lesen)

Meeresboden	Marine Ablagerungen mit Meeresfauna =	Zechstein	Lias	Untere Kreide (Hils)
Senkung		↓	↓	↓
Land	Strand-, Land-, Sumpf-, Süßwasser-Gebilde mit entsprechender Flora und Fauna =	Rotliegendes, produktive Steinkohlenformation	Keuper	Wealden
Hebung		↑	↑	↑
Meeresboden	Marine-Ablagerungen mit Meeresfauna =	Kohlenkalk	Oberer Muschelkalk	Oberer Jura (Kimmeridge)

woraus sich ergiebt, dass in der zweiten Hälfte der Kreideperiode eine weitausgedehnte Überflutung des damaligen Festlandes durch das jüngere Kreidemeer stattgefunden hat.

Die gegenwärtige Verteilung von Land und Wasser, sowie der Tier- und Pflanzenwelt ist als das Resultat der letzten Ereignisse der beschriebenen Art aufzufassen. Seit Jahrtausenden mag dieses Bild eine gewisse Stabilität behauptet haben und mag sie für noch eben so lange Zeiträume bewahren: es mag jedoch die Zeit kommen, wo die Konturformen der Kontinente andere geworden sind.

Schmick*) hat, ähnlich wie Chambers und Tylor, versucht, die großen Bewegungen der Erdoberfläche aus dem Starren in das Flüssige, also aus dem Festlande in das Meer zu verlegen, indem er statt Hebungen und Senkungen der Kontinentalmassen periodische Niveauveränderungen des bis jetzt als konstanter Vergleichspunkt angenommenen Meeresspiegels einführt. Neuerdings sprach sich auch E. Sueß dahin aus**), dass die vermeintlichen Schwankungen einzelner Teile der Erdoberfläche auf fortdauernde Veränderungen in der Gestalt der flüssigen Hülle der Erde, also des Ozeanes zurückzuführen seien. Er bezeichnet die vermeintlichen Senkungen als positive, die anscheinenden Hebungen der Küste als negative Verschiebungen der Strandlinie. Ihm schlossen sich namhafte Geologen an.

---

*) Schmick. Umsetzung der Meere etc. Köln 1869; Görlitz 1871; Münster 1872.

**) Sueß. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1880. No. 11. F. Löwl. Ursache der säkul. Verschieb. der Strandlinie. Prag. 1886.

Es scheint jetzt festzustehen, dass die Oberfläche des Meeres nicht, wie früher angenommen, genau einem Rotationsellipsoide entspricht, sondern vielmehr in Folge der Attraktion des Wassers durch die Kontinentalmassen langsam, aber erheblich gegen die Küsten ansteigt, sich also gegen die Mitte der Ozeane senkt (Bruns, Fischer). Das Maß dieser Anziehung, und damit die Höhenlage der Strandlinie, ist naturgemäß abhängig von der Größe und Höhe, also der Masse der mit dem Meere in Berührung gelangenden Festlande. Änderungen in der Masse der letzteren müssen demnach auch solche der Attraktion auf das benachbarte Meer, also auch solche des Niveaus seiner Strandlinie hervorbringen (Penck, Zöpperitz). Als Ursachen für derartige lokale Verschiebungen der letzteren sind geltend gemacht worden: Anhäufung von Sedimenten und vulkanischen Eruptionsprodukten an den Küsten, Emporwachsen von Korallenriffen, Bildung oder aber Wegschmelzung von Eiskappen auf Küstengebirgen oder, wie in der Eiszeit, auf großen Teilen der Kontinente, Aufsteigen von Gebirgsfalten oder Abrasion gebirgiger Küstenstriche, sowie Erosion großer Thalsysteme.*)

4. Die Bildung der Gebirge.

Litteratur.

J. D. Dana. On some results of the earths contraction from cooling. Amer. Journ. of sc. a. arts. 1873. June—Sept.

E. Sueß. Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. — Antlitz der Erde. 1885. S. 142 und 239.

A. Heim. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc. II. Bd. Basel 1878.

F. von Richthofen. Führer f. Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 651.

§ 1. **Der Prozeſs der Gebirgsbildung.** Früher glaubte man, dass die Gebirge durch Druckkräfte erzeugt worden seien, die in radiärer Richtung von unten nach oben gewirkt hätten, und erblickte namentlich in dem Ausbruche von Eruptivgesteinen die Ursache der Hebung und Faltung der Schichten zu Gebirgsmassen (Hutton, Playfair, Beaumont, Humboldt, Buch). Erst den neueren einschlägigen Arbeiten von Favre, Dana, Baltzer und Mojsisovics, vor allem aber von Sueß und Heim ist eine naturgemäßere Vorstellung von dem Prozess der Gebirgsbildung zu danken.

Im Gegensatze 1) zu den Erosionsgebirgen, welche aus einer ursprünglich plateauartigen Ebene durch die thaleinschneidende Thätigkeit der fließenden Gewässer herausmodelliert worden sind (siehe Erosion), und 2) zu den Vulkangebirgen, welche durch Hervordringen von Gesteinsmaterial aus der Erdtiefe und Anhäufung derselben über dem Eruptionskanal entstanden, also der Erdoberfläche parasitisch aufgesetzt sind (siehe S. 136), bezeichnet man 3) als tektonische Gebirge solche Gebirge,

*) Penck. Schwankungen des Meeresspiegels. München 1882.

welche durch Bewegungen der Erdrinde selbst und durch die damit verbundene Umgestaltung der ursprünglichen Erdoberflächenkonturen hervorgebracht worden sind. Die verbreitetsten und gewaltigsten aller Gebirge gehören dieser Rubrik an. Die sie erzeugenden tektonischen Vorgänge können sich äußern als Einbrüche der Erdkruste, oder aber als Faltung der die letztere bildenden Schichtkomplexe. Danach unterscheidet man: Bruchgebirge und Faltengebirge.

§ 2. **Die Bruchgebirge** entstehen durch die Zerspaltung (den Bruch) eines Tafellandes und das Absinken einiger oder eines der durch die oft parallelen Spalten getrennten Bruchfelder oder Bruchzonen, während andere ihr ursprüngliches Niveau beibehalten und dadurch als Gebirge erscheinen. Dieses lokale Einbrechen und Niedersinken der Erdkruste wird verursacht durch die mit der Abkühlung des Erdinneren Hand in Hand gehende Kontraktion und Verkleinerung desselben, welcher dessen Kruste zu folgen gezwungen ist.

Das Abgleiten der einzelnen Schollen kann ein treppenförmiges sein (Staffelbruch) und kann sich auf nur einer Flanke der stehen gebliebenen Scholle vollzogen haben (einseitiges Bruchgebirge), oder auf

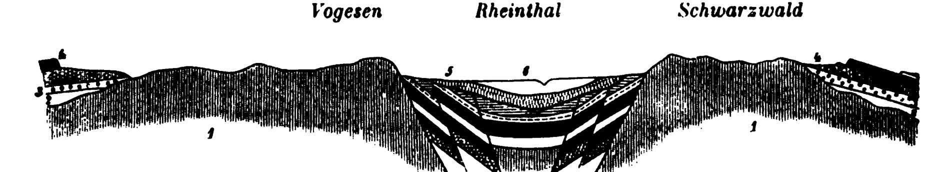


Fig. 43. Profil durch das obere Rheinthal. Nach *Laspeyres*.
Vogesen und Schwarzwald sind Horstgebirge. Das Rheinthal ist eine durch staffelförmigen Einbruch erzeugte Grabenversenkung.
1 = älteres Gebirge; *2* = Karbon; *3* = Rotliegendes; *4* = Trias; *5* = Tertiär; *6* = Diluvium.

beiden Seiten der fest bleibenden Mittelzone von statten gegangen sein (Horstgebirge). Senken sich die zwischen zwei stehen bleibenden Horsten gelegenen Bruchzonen einfach oder staffelförmig in die Tiefe, so entsteht eine Grabenversenkung (Rheinthal zwischen Schwarzwald und Vogesen, siehe Fig. 43).

§ 3. **Die Faltengebirge** bestehen aus Faltensystemen der äußersten Krustenteile, welche durch Horizontalschub in der Erdrinde hervorgebracht worden sind (s. Fig. 44 u. 45). Die Ursache dieses seitlichen, erdpeipherischen Druckes, welcher die Schichten der Erdkruste zur Faltung und Runzelung zwang, liegt ebenfalls in der fortdauernden Abkühlung und Kontraktion der Kernmasse der Erde. Glättet man in Gedanken die Faltengebirge wieder aus, so erhält man ein Zuviel von Erdkruste, so z. B. beim Jura einen Streifen von 5000—5300 m, bei den Alpen etwa 120 000 m. Da die zu diesen Gebirgen gefalteten Schichten ursprünglich horizontal abgelagert waren, so war die von ihnen vor ihrer Faltung ein-

genommene Fläche um die genannten Beträge breiter und ist durch Zusammenschub um ebensoviel vermindert worden. Da Gleiches von allen übrigen Faltengebirgen gilt, so war die gesamte Erdoberfläche und somit der Erdumfang vor ihrer Ablagerung größer als jetzt, und zwar um so viel,

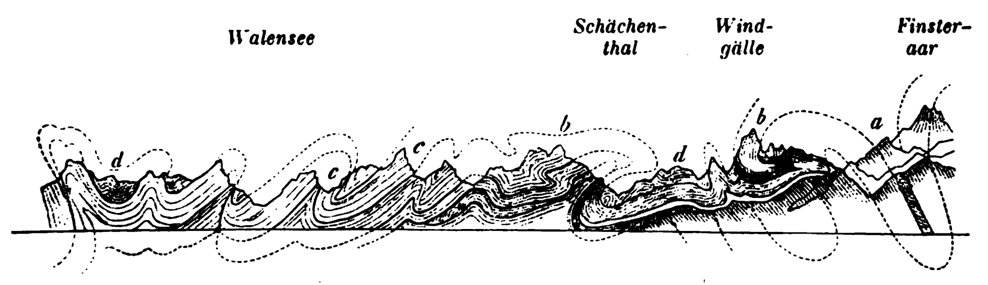


Fig. 44. **Faltengebirge.** Profil durch den Nordabfall der Zentralalpen. Nach *Heim*.
a Gneiß, krystallinische Schiefer etc.; *b* Jura; *c* Kreide; *d* Eocän.

als sich beim Ausglätten sämtlicher Falten Überschuss ergeben würde. Diese Verkleinerung der Erde lässt sich nur durch Abkühlung und Kontraktion ihres Inneren erklären. Wie die Haut eines austrocknenden Apfels allmählich für denselben zu groß wird, sich runzelt und dem schwindenden Fleische nachsinkt, so musste sich auch die Erdrinde verhalten. Wird sie für ihren Kern zu groß, so strebt sie, ihm infolge ihrer Schwere nach zu sinken. Da sie sich aber wie ein geschlossenes Gewölbe verhält, so wird

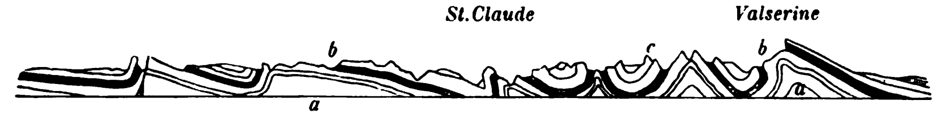


Fig. 45. **Faltengebirge.** Profil durch den westlichen Jura. Nach *Choffat* u. *Heim*.
a Trias; *b* Jura; *c*. Kreide.

sich das zentripetal wirkende Gewicht in einen tangentialen Druck umsetzen, und infolge dessen irgendwo ein Ausweichen in Form einer Falte eintreten. Sie ist die schwache Stelle geworden, an welcher die ganze Last der betreffenden Zone der Erdschale sich nun als Horizontalschub äußert. Es türmt sich nach außen eine zweite, dann eine dritte Falte auf, denen später noch andere folgen können, während gleichzeitig das Gesamtniveau der Oberfläche um etwas sinkt. Die so entstehenden Falten können sich auch bei gleichem Maße des Zusammenschubes bald dicht gedrängt scharen, bald weiter auseinander treten, bald sich fächerförmig zerstreuen.

Da der Horizontaldruck sich in einem großen Teile der Erdrinde gleichförmig verbreiten muss, so kann er gleichzeitig an verschiedenen, voneinander entfernten, besonders schwachen, deshalb zum Ausweichen geneigten Stellen der letzteren Faltungen erzeugen, welche senkrecht zu dem stattfindenden Schub aufgeworfen werden und deshalb oft einander parallel verlaufen.

Auch die sog. Zentralmassive, welchen ältere Forscher geneigt waren, eine aktive Rolle bei Entstehung der Alpen und anderer Hochgebirge zuzuschreiben, sind nichts als Systeme von aneinander gepressten Falten der krystallinischen Schiefer. Kettengebirge mit solchen Zentralmassiven sind intensiver gefältelte Stellen, solche ohne Zentralmassive weniger gefaltete Stücke der Erdrinde. Zugleich ist dort die Verwitterung und Denudation bereits so weit fortgeschritten, dass sie diese besonders hoch aufgestauten Faltengruppen bis auf die krystallinischen Schiefer und die sie durchsetzenden ältesten Eruptivgesteine bloßgelegt hat.

§ 4. **Asymmetrischer Bau der Faltengebirge.** Eine ganz charakteristische Eigenschaft der Faltengebirge ist ihr einseitiger, asymmetrischer Bau, d. h. die Verschiedenheit in der Architektonik, die geologische Ungleichwertigkeit ihrer beiden Flanken. Und zwar besteht dann die eine Seite, die der Faltung und Stauung, aus mehr oder weniger steilen, sich nach außen verflachenden Falten, während auf der anderen, inneren Seite oft Zerreißungen, Senkungen, Brüche und Spaltenbildungen stattgefunden zu haben pflegen, auf welchen letzteren sich vulkanische Erscheinungen (Eruptionen von glutflüssigem Gesteinsmaterial, heiße Quellen, Erdbeben)

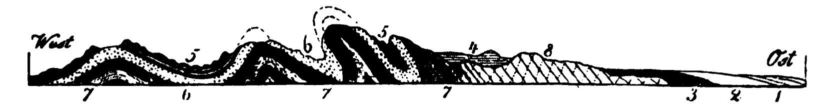


Fig. 46. Profil durch die Alleghanies in Nordamerika.
1 Miocän; 2 Eocän; 3 Kreide; 4 New red Sandstone; 5 Steinkohlenformation; 6 Devon; 7 Silur
8 Gneiß- und Glimmerschieferformation.

geltend gemacht haben und zum Teil noch bethätigen. In anderen Fällen beschränkt sich die Asymmetrie darauf, dass sich ein allmählich flacher werdendes Faltensystem nur an eine Seite der intensivst gefalteten Zone anschließt, sowie darauf, dass dessen Einzelfalten nach dieser Richtung überhängen. Eine solche Einseitigkeit bekundet sich z. B. im Bau der Alpen und des Jura; bei beiden liegt der Steilabfall auf der Südseite, die nördlichen Falten hingegen werden stufenweise nach außen niedriger und hängen zum größeren Teile nach N über. Der Apennin wendet seine gefaltete Flanke der Adria zu, — auf der inneren Bruchlinie der Karpathen sind die vulkanischen Massen des Eperies-Tokayer Trachytgebirges hervorgedrungen, — das Erzgebirge besteht aus drei sich nach NW verflachenden Falten, während sich an seinem südlichen Steilabsturze die Vulkandome Nordböhmens aufgebaut haben und noch heute Thermen hervordringen. Auch der Ural, das Alleghanysystem und viele andere Gebirge zeigen deutliche Asymmetrie in ihrem Bau (s. Fig. 45 u. 46).

§ 5. **Ablenkung der Falten. Spaltenbildung. Erosion. Rumpfgebirge.** Überall dort, wo die fortschreitende Faltung der Schichten auf

ältere Gebirgsmassen traf, wurden die sich aufwerfenden Falten an letzteren von ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt, indem sie dem sich entgegenstellenden Hindernisse auswichen, sich abbogen und um dasselbe herumzogen. So stauten sich die sonst nordöstlich streichenden Falten der Juraketten an den vorliegenden älteren Vogesen und dem Schwarzwalde, drängten sich an diesen enger zusammen und nahmen eine west-östliche Richtung an. Noch augenfälliger ist die Ablenkung der nördlichen Falten der Ostalpen und ihrer Fortsetzung, der Karpathen, an dem gegen sie vorspringenden böhmischen Urgebirgsmassiv.

Durch den Zusammenschub der Schichten zu Falten wird die Veranlassung zur Bildung von Spalten gegeben, welche an Stellen der größten Spannung aufreißen. Auf diesen Klüften, welche entweder parallel zur Richtung der Falten, also auch der Gebirge, oder aber quer durch diese verlaufen, oder endlich radiär dieselben durchstrahlen, pflegen sich Verschiebungen der durch sie getrennten Gebirgsteile zu vollziehen (einfache Verwerfungen, Staffelbrüche, Kesselbrüche, s. d.), mit denen dann wieder Erdbeben in Verbindung stehen können. Viele dieser Spalten haben vulkanischen Massen zum Austritte gedient, andere sind später von Absätzen aus wässerigen Lösungen ausgefüllt worden und haben dadurch die Gestalt von Gesteins-, Mineral- und Erzgängen erhalten.*)

Der Faltenwurf, der aus der Runzelung der oberflächlichen Teile der Erdrinde hervorgeht, stellt jedoch bei weitem kein fertiges Gebirge, sondern vielmehr nur eine noch ungegliederte Masse dar, aus welcher die einzelnen Berge, Thäler, Schluchten und Grate erst durch langandauernde Verwitterung, Erosion und Denudation, also durch die Thätigkeit des Wassers und der Atmosphärilien, herausmodelliert werden, wie dies in späteren Abschnitten gezeigt werden soll. Setzt sich diese Abtragung durch lange Perioden fort, so verfallen die Gebirge dem Schicksale der Vernichtung und Nivellierung. Sie werden zu flachen Hügelländern (Rumpfgebirge), welche nur noch durch ihre komplizierte innere Tektonik auf ihre einstige Natur als hohe Faltengebirge hinweisen (rheinisches Schiefergebirge, bayrisch-böhmisches Grenzgebirge, Bretagne).

§ 6. **Biegsamkeit der Gesteinsschichten. Stauungsmetamorphismus.** Zur Erklärung der oft höchst komplizierten Windungen, Biegungen und Fältelungen, welche die festen, anscheinend spröden Gesteinsschichten infolge gebirgsbildenden Schubes erlitten haben, nimmt Heim l. c. zweierlei Vorgänge an. 1) Bei der Umformung der Gesteine durch Bruch

---

*) Vergl. v. Groddeck. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1877. S. 440; und Zeitschr. f. d. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen i. pr. Staate. XXI. S. 1; Lossen. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 1; Kayser ebend. 1881. S. 412; Köhler. Zeitschr. f. Bg.-, Hütt.-, Sal.-Wesen. Berlin. XXVIII. Taf. XVI u. XVII u. A.

bewegt sich das sich zu Falten biegende Gestein nicht als mechanische Einheit, sondern es vollzieht sich eine oft bis ins kleinste gehende Zerteilung desselben durch Klüfte, Sprünge und Rutschflächen in Fragmente. Diese letzteren verschieben und verstellen sich, soweit als es die Ausgleichung der von den gebirgsfaltenden Kräften erzeugten Spannungen erfordert, und werden dann in gegenseitig veränderter Lage durch Sekretion wieder verkittet. 2) Die Umformung ohne Bruch beruht nach Heim darauf, dass sich die Moleküle der gewöhnlich starren Gesteine unter hochgradiger Belastung verschieben können, dass, mit anderen Worten, die Gesteine plastisch werden. Nun sind in einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich nach allen Richtungen fort, so dass ein allgemeiner, dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinsteilchen wirkt. Dadurch seien dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch den langsam wirkenden gebirgsbildenden Schub hinzu, so tritt die mechanische Umformung ohne Bruch ein. Eine gewisse Unterstützung scheinen diese Anschauungen u. a. durch die Experimente Spring's zu finden*), welcher Feilspäne oder Pulver von Blei, Wismuth, Zinn, Zink, Aluminium, Kupfer, Antimon, Platin, Schwefel, Mangansuperoxyd durch einen Druck von 2000 bis 6000 Atmosphären zu einheitlichen Blöcken, die sich selbst mikroskopisch genau wie gegossene Massen verhielten, zum Teil mit krystallinem Bruche umgestaltete. Bei 5000 Atmosphären floss das bei diesem Drucke vollkommen flüssig gewordene Blei, Zinn und Thonerde aus den Fugen des Apparates heraus.

Nach Gümbel, Stapff u. A. lässt sich die Schichtenbiegung ausschließlich auf Umformung mit Bruch zurückführen, also durch kontinuierliche innere Zertrümmerung des Gesteines, Verschiebung der oft mikroskopischen Fragmente und Wiederverkittung derselben erklären.

In ähnlicher Weise ist die Transversalschieferung und Griffelung (siehe Architekton. Geol.) durch die mechanische Wirkung gebirgsbildenden Druckes hervorgebracht worden.

Die häufig gemachte Beobachtung, dass die Krystallinität der Schiefergesteine in gleichem Schritte mit dem Grade der Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wächst, weist darauf hin, dass die gebirgsbildende Kraft die Ursache metamorphischer Erscheinungen sein kann, — d. h. dass ganze Komplexe nicht krystalliner Sedimentgesteine infolge seitlichen Druckes, welchem sie bei der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, eine mehr oder weniger krystallinische Beschaffenheit annehmen können (Lossen, Baltzer, Heim). Dies bestätigt sich durch die soeben

---

*) W. Spring. N. Jahrb. f. Min. 1882. I. Ref. S. 12.

angeführten Experimente Spring's, welcher nicht nur Pulver von Metallen und Oxyden unter hohem Drucke in einheitliche, zum Teil krystalline Massen umwandelte, sondern auch auf dem nämlichen Wege z. B. aus einem Gemenge von Kupfer-Feilspänen und grobem Schwefelpulver schwarzen, krystallinischen Kupferglanz produzierte und dadurch experimentell bewies, welche Bedeutung auch dem gebirgsbildenden Drucke auf chemische Prozesse innerhalb der zusammengepressten, in Faltung begriffenen Gesteine zukommt. Man hat die auf solche Weise erzeugten Gesteinsumwandlungen als tektonischen, Dislokations- oder Stauungs-Metamorphismus bezeichnet.

Hierher gehört beispielsweise die Umwandlung des gemeinen alpinen Jurakalkes in Marmor an Stellen stärkster Biegung und Ausquetschung (Finsteraarhorn, Jungfrau nach Baltzer), sowie diejenige der liasischen Thon- und Mergelschiefer in glimmer- und chlorit-, z. T. auch granat- und knotenführende Phyllite an verschiedenen Punkten der Zentralalpen. Nach Foullon und Vacek ist das Obersilur des Radstädter Tauern in lokal noch organische Reste enthaltende phyllitische Muscovitschiefer mit Einlagerungen von Amphibolschiefern, Gneißen und Chloritoidschiefern, — nach Stur, Toula und Foullon das Subkarbon der nordischen Zentralalpen in Chloritoidschiefer, Thonglimmerschiefer, Phyllitgneiße und Graphit umgewandelt, letzterer noch mit Erhaltung der charakteristischen Kulmflora. Nach Liebe sind devonische Tentakulitenschiefer Ostthüringens durch Druckwirkung lokal in sericitische Schiefer, Kulmschiefer in Phyllite verändert. Besonders aber wies Lossen im Harz und Taunus die umgestaltende Einwirkung des Stauungsmetamorphismus auf klastische paläozoische Schichtgesteine und die ihnen eingeschalteten Tuff- und Eruptivlager nach. Reusch beschrieb von der Halbinsel Bergen in Norwegen mächtige Komplexe von Thon- und Kalkglimmerschiefern, Muscovit-, Hornblende- und Chloritschiefern mit Einlagerungen von Gabbro, Gneiß, Granuliten und Konglomeraten, welche z. T. direkt im Glimmerschiefer organische Reste des Obersilurs enthalten, als eine metamorphische Fazies des letzteren u. s. w.

§ 7. **Entstehung der Kontinente.** Wie die Gebirge, so verdanken auch die Kontinente der Kontraktion des Erdinneren ihren Ursprung. Auf S. 18 ist gezeigt worden, dass die Kontinente breite, ebene Plateaus sind, welche sich im Durchschnitte 3500 m über den Meeresgrund erheben. Aus der Abhängigkeit des Verlaufes und der Vertikalkonturen der Gebirge von den Kontinentalumrissen ergiebt es sich, dass die Gestaltung der Festlandsmassen sich eher vollzogen hat, als diejenige der Gebirge. Heim u. A. stellen sich ihre Bildung etwa wie folgt vor: Durch Kontraktion des Erdinneren wird die Kruste für den Kern zu groß, sie sinkt stellenweise ein (Bruchfelder, Senkungsfelder), in den entstandenen Vertiefungen konnten sich die Wasser ansammeln (Ozeane). Zwischen den nachsinken-

den Schollen bleiben andere in die Höhe gestaut, durch andauernde Seitenpressung werden sie zu weiten Gewölben, den Kontinenten. Durch die Tendenz der letzteren, auch nachzusinken, entsteht nun innerhalb derselben ein starker Zusammenschub, welcher zur Stauung von Faltengebirgen und zwar namentlich an den durch Biegung schon geschwächten Kontinentalrändern führen wird. Mit dieser weit wellenförmigen Kontinentalfaltung, sowie mit der späteren Gebirgsfältelung stehen Zerberstungen der Erdrinde in Zusammenhang, auf denen nun Eruptivgesteine hervordringen können, — daher die Lage der Vulkane an den Rändern der Festlandmassen und auf Bruchlinien längs der Gebirge.

Kontinente, Senkungsfelder, Faltengebirge, Bruchlinien, Vulkane und Erdbeben sind demnach nur verschiedenartige Äußerungen eines einheitlichen Vorganges, nämlich der fortschreitenden Kontraktion des sich abkühlenden Erdinneren. Heim hat berechnet, dass eine Abkühlung des letzteren von 200° genüge, um eine Gebirgsfaltung, wie diejenige der Alpen, eine Abkühlung von 500° aber, um auf einem größten Kreise der Erde drei Gebirge wie die Alpen oder ziemlich alle Gebirge der Erde aufzutürmen. Mit dieser Faltung war eine Verkleinerung des Erdumfanges um etwa 360 000 m verbunden, d. h. um 0,89 Prozent oder das 0,009fache des Umfanges. Es betrug der mittlere Erdradius vor jener Faltung 6 427 000 m, — nach ihr nur noch 6 370 000 m. Während der Fältelung der Gebirge rückte demnach die übrige Erdrinde dem Erdmittelpunkte im Durchschnitte um etwa 57 000 m näher. Da sich dieses Nachsinken ungleichförmig vollzog, so hatte es die Bildung der ozeanischen Becken und der Kontinentalgewölbe im Gefolge.

5. Erdbeben.

Litteratur:

K. v. Hoff. Chronik der Erdbeben und Vulkanausbrüche (herausgegeben von Berghaus 1840 u. 41).

J. W. u. R. Mallet. Earthquake Catalogue. London 1858.

K. E. Kluge. Über die Ursachen der in den Jahren 1850 bis 1857 stattgefundenen Erderschütterungen. Stuttgart 1861. (Supplement z. N. Jahrb. f. Min.)

R. Mallet. The great Neapolitan Earthquake of 1857. London 1862.

F. von Hochstetter. Die Erdbebenflut im pacifischen Ozeane August 1868. Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1868 Nov., 1869 Dez.

K. von Seebach. Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Leipzig 1873.

A. Bittner. Beitr. zur Kenntnis des Erdbebens von Belluno 1873. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. 69. B. 1874.

H. Höfer. Die Erdbeben von Herzogenrath 1873 u. 77. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1878. S. 467; Derselbe. Die Erdbeben Kärntens u. deren Stoßlinien. Denkschr. d. math.-phys. Klasse d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1880. B. XLII.

A. v. Lasaulx. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Okt. 1873. Bonn 1874, und das vom 24. Juni 1877. Bonn 1878.

C. W. C. Fuchs. Berichte über die vulkan. Erscheinungen d. Erde in den Jahren 1865 bis 71. N. Jahrb. f. Min. in den Jahrg. 1866 bis 72. Von 1873 an in Tschermak's min. Mitteil. — Derselbe: Statistik d. Erdb. v. 1865—1885. Wien 1886.
J. F. Schmidt, Studien über Erdbeben. Leipzig 1875 und 79.
E. Geinitz. Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 und die dadurch erzeugte Flut im großen Ozean. Petermanns geogr. Mittheil. 1877. Heft 12. S. 454.
H. Höfer. Das Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. I. Abt. 1876. Dezemb. — Wien.
Ed. Sueß. Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XXXIII. 1873. Die Erdbeben des südl. Italien. Ebend. Bd. XXXIV. 1874. — Antlitz der Erde. I. 1885. S. 99 u. 227.
H. Credner. Das vogtl.-erzgeb. Erdbeben vom 23. Nov. 1875. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1876. S. 246. Ders. Das Dippoldiswalder Erdb. vom 5. Oktbr. 1877, ebend. 1877. S. 275. Ders. Die erzgeb.-vogtl. Erdb. 1878—84. ebend. 1884. S. 1.
R. Hoernes. Erdbebenstudien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1878. S. 387.
A. Heim. Die Erdbeben und deren Beobachtung. Zürich 1879. Ders. Die schweiz. Erdbeben 1879, 80 und 81. Bern 1881 u. 82.
F. Toula. Über den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage. Wien 1881.
F. Wähner. Das Erdbeben von Agram am 9. Nov. 1880. Wien 1883.
G. Mercalli. L'Isola d'Ischia ed il Terremoto. 28 Lugl. 1883. Milano 1884.
Transactions of the seismological Society of Japan. Tokio. Seit 1880.

§ 1. **Begriff derselben.** Der Mensch ist gewöhnt, die Erdkruste als etwas starres, unbewegliches zu betrachten, und nennt den Boden, auf dem er wandelt, Erdfeste. Allein fast von Tag zu Tag wiederholen sich Erscheinungen, welche, obwohl sich nur selten zu entsetzlicher Furchtbarkeit steigernd, den Irrtum, der in jener Bezeichnung liegt, vor ihm aufdecken sollten. Es sind dies die Erdstöße. Nicht als ob sie ausnahmsweise Paroxysmen wären, es sind vielmehr Erscheinungen, welche sich zweifelsohne fortwährend an irgend einem Punkte der Erde, bald hier, bald dort geltend machen, fast täglich beobachtet werden und auch Deutschland nicht fremd sind. Glücklicherweise nur selten steigern sie sich zu den furchtbarsten der irdischen Schrecknisse, den Erdbeben.

Erdbeben sind Erschütterungen des Erdbodens, welche ihre Ursache unter der Erdoberfläche haben.

§ 2. **Art und Weise der Bewegung des Bodens.** Die Bewegung, welche durch ein Erdbeben dem Boden mitgeteilt wird, äußert sich an dessen Oberfläche sowohl in sehr verschiedener Stärke, wie auf sehr verschiedene Art und Weise. Zwischen schwächstem Erzittern und heftigster Bewegung kommen alle Grade der Bodenerschütterung vor. Die häufigsten und ungefährlichsten der hierher gehörigen Erscheinungen sind die Erzitterungen des Erdbodens, wie sie sich u. A. auch in Zusammenhang mit den Eruptionen der Vulkane fühlbar machen, aber erst bei den heftigeren Erdbeben tritt die Art der Bewegung in der Erdmasse deutlicher hervor. Dieselbe kann entweder eine wellenförmig schwankende (undulatorische) oder eine stoßförmige (succussorische) sein. In ersterem Falle

wird die Erdoberfläche in abwechselnden Zonen einer Hebung und einer Senkung unterworfen und dadurch in eine wellenförmig wogende Bewegung versetzt, welche so stark sein kann, dass sie dem Auge wahrnehmbar wird und dieselbe Empfindung wie die unruhige See hervorruft. So neigten sich beim calabrischen Erdbeben 1783 die Bäume so stark, dass die Äste am Boden anschlugen und zerbrachen. An langen Baumreihen konnte man von weitem das Fortschreiten der Welle sehen. In Missouri schwankten 1811 die Wälder wie Kornfelder im Sturmwinde. Bei Battang in China schwankte 1870 der Boden erst wie ein ruhiges, dann wie ein vom Sturme gepeitschtes Meer. Am 26. März 1812 glich der Boden von Caracas einer heftig siedenden Flüssigkeit. Am verheerendsten wirken wellenförmige Beben beim Zusammentreffen mehrerer sich kreuzenden undulatorischen Bewegungen, infolge dessen sich der Boden in wirbelndem Zustande zu befinden scheint. Diese Modifikation der wellenförmigen Erdbeben hat man früher als rotatorisch bezeichnet. Die succussorischen Erdbeben machen sich in von unten nach oben senkrecht oder in von der Seite wirkenden Stößen fühlbar. Sie wirken außerordentlich zerstörend, schleudern Häuser aus ihren Fundamenten empor und machen Felsblöcke auf- und niederspringen. So hüpften 1783 in Calabrien die Gipfel der Granitberge auf und nieder, Häuser und Menschen wurden in die Höhe geschnellt, die Steine des Straßenpflasters flogen wie Geschosse in die Luft. In Riobamba wurden 1797 die Leichen aus den Gräbern geschleudert; die Menschen, zu Hunderten in die Höhe geworfen, fielen todt auf einem Hügel jenseits des Flusses nieder. In Chili wurde ein tief eingerammter Fahnenmastbaum herausgeworfen.

§ 3. **Wirkung der Erdbeben.** Heftige Erdbeben gehören zu den zerstörendsten Naturereignissen. Wenige Stöße genügen, um Tausende von Gebäuden in Trümmerhaufen zu verwandeln und Tausende von Menschen zu vernichten. Die Zerstörung von Mendoza durch das Erdbeben von 1861, das furchtbarste der Neuzeit, war innerhalb einer einzigen Minute vollendet, — am 26. März 1812 kamen in wenig Minuten mehr als 20000 Menschen durch das Erdbeben von Caracas um, — ein einziger, der erste Stoß des calabrischen Erdbebens (1783) verwandelte den größten Teil der Häuser aller Städte und Dörfer seines Erschütterungskreises in Schutthaufen. Am 28. Juli 1883 fielen auf Ischia einem plötzlichen Erdstoße gegen 2400 Menschen zum Opfer. Sehr verderblich äußern sich auch die Wirkungen der Erdbeben dadurch, dass sich Erd- und Felsmassen von den Bergen loslösen, in die Thäler stürzen und dadurch Flüsse in ihrem Laufe hemmen und zu Überschwemmungen zwingen können. So stürzten z. B. bei dem phokischen Erdbeben 1870 Felsprismen von 100 bis 140 m Länge und 20 bis 25 m Dicke aus der Wand der Phädriaden oberhalb Delphi in die Tiefe.

Spaltenbildungen sind häufige Folgen der wellenförmigen Bewegung der Erdoberfläche. Die Spalten, von schmalen Rissen bis zu breiten, kilometerlangen Klüften, haben meist einen geradlinigen, bisweilen einen zickzackförmigen, selten einen krummlinigen Verlauf, entstehen oft in sehr großer Anzahl, schließen sich jedoch zum Teil direkt wieder, indem sie alles, was sie in ihrem Schlunde verschlungen, zerquetschen. Die geöffnet bleibenden Spalten zeigen sehr häufig einen auffallenden Parallelismus, in anderen Fällen laufen sie strahlenförmig von einem gemeinsamen Mittel-



Fig. 47. Radiärspalten, aufgerissen durch das calabrische Erdbeben i. J. 1783.

punkte aus (Fig. 47), in noch anderen trat zugleich eine Verwerfung der Gesteinslagen ein, sodass die eine Seite der Spalte gehoben, die andere gesenkt wurde. So zerbarst bei dem Erdbeben von Calabrien ein dickmaueriger Turm durch eine vertikale Spalte in zwei Hälften, von welchen die eine an der anderen 5 m hoch aufwärts geschoben wurde. Mit diesen Spaltenbildungen stehen zuweilen gewaltsame Ausbrüche von Gasen, Wasser und Schlamm in Verbindung, was darin begründet ist, dass unterirdische wasserreiche Schichten, sowie Gas- und Wasseransammlungen durch die Erschütterungen der Erdkruste eine starke Kompression und Spannung erleiden, infolge deren sie beim Bersten der darüber befindlichen Erdschicht mit Gewalt zu Tage dringen und schlammvulkanähnliche Gebilde hervorbringen können, so 1861 am Golf von Ägina, 1880 bei Agram u. s. w.

§ 4. **Fortpflanzungsweise der Erdbeben. Ihr Ursprungsort.** Die von einem Punkte ausgehende Erschütterung des Bodens durch Erdbeben kann sich in der Weise über weite Landstriche ausbreiten, dass sie sich entweder allseitig oder nach einer Richtung hin fortpflanzt. In ersterem Falle nennt man die Erdbeben zentrale, in letzterem lineare. Bei zentralen Erdbeben breiten sich die Erschütterungen in radialen Richtungen, also

nach Art durch einen ins Wasser geworfenen Stein entstandener Wellen in sich erweiternden konzentrischen Linien aus, in welchen die Intensität der Bewegung mit der Entfernung vom Mittelpunkte abnimmt. Ebenso wird der erschütterte Landstrich innerhalb annähernd kreisförmiger Konturen fallen und deshalb als Erschütterungskreis bezeichnet. Bei sich öfters wiederholenden Stößen verändert das Erschütterungszentrum nicht selten seine ursprüngliche Stellung und rückt in einer bestimmten Richtung fort. Derartige zentrale Erdbeben waren die von Lissabon im Jahre 1755, von Calabrien 1783, in den Rheinlanden 1818 und 1846, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 u. a. Die linearen Erdbeben pflanzen sich nur nach einer Richtung innerhalb eines langen, schmalen, beiderseits von Bruchlinien oder Spalten begrenzten Landstriches fort, den man Erschütterungszone nennt und welcher meist durch den Verlauf eines Gebirgszuges oder einer Meeresküste bestimmt wird. Die Erdbeben Südamerikas beschränken sich gewöhnlich auf die Zone zwischen der westlichen Küste des Kontinentes und den Andes, sowie auf die Nordseite der Küstenketten von Venezuela und Neu-Granada. Innerhalb dieser Striche übten die bekannten Erdbeben von Quito, Lima und Caracas ihre furchtbarste Wirkung aus.

Die systematische Untersuchung eines Erdbebens beruht auf Beobachtung seiner Stoßrichtungen oder aber des Zeitpunktes seines Eintrittes an thunlichst zahlreichen Punkten. Zur Feststellung der Fortpflanzungsrichtung dienen die als Seismographen bezeichneten Instrumente (z. B. Cacciatore's und Lepsius' Quecksilber-Seismograph, Mallet's Säulen-Seismograph).

J. Schmidt, Hopkins, Mallet, v. Seebach, v. Lasaulx, Höfer u. A. haben die auf eine Anzahl von Erdbeben bezüglichen Elemente durch Rechnung klar gelegt. Mallet ging bei seiner Bearbeitung des neapolitanischen Erdbebens von 1857 von der Beobachtung der Lage und Richtung der Risse und Spalten in Mauern, sowie umgestoßener und herabgeworfener Gegenstände aus und berechnete danach den Erdbebenursprungsort (Zentrum), den Oberflächenmittelpunkt des Erdbebenkreises (Epi-Zentrum) und die Geschwindigkeit der einzelnen Oszillationen des Erdbebens. K. v. Seebach versuchte, die Tiefe des Zentrums, Lage des Epi-Zentrums, Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Zeit des ersten Anstoßes eines Erdbebens aus der Zeit, zu welcher die Erdbebenbewegung an möglichst zahlreichen Orten beobachtet wurde, abzuleiten. Zur Erzielung von Zeitbestimmungen der eintretenden Erderschütterungen dient Lasaulx' Seismochronograph.

Das wichtigste Resultat, welches man aus den einschlägigen bis jetzt vorgenommenen Berechnungen zu ziehen versucht hat, ist das, dass der Ausgangspunkt der betreffenden Erdbeben (deren Zentrum) in

verhältnismäßig unbedeutender Tiefe, jedenfalls nicht auf der Grenze zwischen glutflüssigem Erdinneren und der Erdkruste zu suchen sei. Nach Mallet liegt der Ursprungsort des neapolitanischen Erdbebens von 1857 in einer Tiefe von etwa 1½ geogr. Meilen, nach von Seebach derjenige des mitteldeutschen Erdbebens von 1872 2,4 geogr. Meilen unter der Erdoberfläche, nach Höfer derjenige des Erdbebens von Belluno (1872) in etwas über 1 geogr. Meile Tiefe, und endlich nach v. Lasaulx auch derjenige der Erdbeben von Herzogenrath in verhältnismäßig unbedeutender Tiefe, nämlich im Niveau der älteren sedimentären Formationen in bis vielleicht 3,6 Meilen Tiefe. Viel bedeutungsvoller sind jedoch die innigen Beziehungen, welche man neuerdings zwischen zahlreichen Erdbeben und dem Gebirgsbau, namentlich großen Dislokationslinien konstatiert hat. (Vergl. § 8.)

§ 5. Abhängigkeit der Erdbebenwirkung von dem geognostischen Untergrunde. Die Fähigkeit des Bodens, die lokalen Erschütterungen weiter fortzupflanzen, beruht sowohl auf der petrographischen Beschaffenheit desselben, wie auf seinem geologischen Bau. Es ist offenbar, dass in der Intensität und der Ausdehnung der Erschütterungen auffällige Unterschiede hervortreten, je nachdem der Untergrund aus lockeren oder festen, massigen oder geschichteten, zerklüfteten oder stetig ausgebehnten Gesteinsmassen besteht, je nachdem er einförmig von ein und demselben Gesteine oder von verschiedenartigen, wechselnden Felsarten gebildet wird. In Gebieten von zusammenhängenden, festen und gleichartigen Gesteinsmassen werden sich die Erschütterungen des Bodens gleichförmig und weithin fortpflanzen, während sie sich da, wo der Boden oberflächlich aus losem Sande und Gerölle oder aus zerklüfteten Gesteinen besteht, in ungleichmäßiger, verworrener und des losen Zusammenhanges und der größeren Beweglichkeit aller Teile wegen in furchtbarer Weise kundgeben. Besonders zeigt sich dies an solchen Stellen, wo dünne Decken von lockeren Gesteinen auf einem festen Felsgrunde auflagern. Selbst bei geringen Erzitterungen des letzteren geraten die losen Massen oberhalb desselben in eine förmlich springende Bewegung, deren Lebhaftigkeit mit der Lockerheit des Zusammenhanges wächst. Fast jedes Erdbeben liefert Belege für die Abhängigkeit der Intensität der Erschütterungen von der Struktur des Untergrundes. Ihre Wirkung war überall da am zerstörendsten, wo lose Schuttgesteine auf solidem, massigem Fels lagern, da aber, wo letzterer zu Tage tritt, ungleich geringer. Dagegen werden feste Gebirgsglieder die Schwingungen und Erzitterungen, durch welche sie in Bewegung gesetzt werden, ungleich weiter fortpflanzen, als lose Sand- oder Schuttmassen. Doch auch die Ausdehnung und somit die Konturen des Erschütterungsareales der Erdbeben sind vom geologischen Bau des Untergrundes abhängig. So müssen vorzugsweise Spalten und Risse in der Gesteinsmasse die Fort-

pflanzung der Bodenerschütterung schwächen oder vollständig hemmen. Dahingegen werden sich Erdstöße in massigen Gesteinen am regelmäßigsten nach allen Seiten, in geschichteten Komplexen am weitesten in der Richtung der Schichtung fortpflanzen.

§ 6. **Fortpflanzungsgeschwindigkeit, Dauer, Häufigkeit und Ausdehnung der Erdbeben.** Die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben wird nach der Zeitdauer geschätzt, welche zwischen dem Eintritte der Bewegung an zwei entfernten Punkten verfloss. Auf diese Weise bestimmte man die Geschwindigkeit der Erschütterungswellen des Erdbebens in Nordamerika im Jahre 1843 in ihrer Richtung gegen West auf 605 m, in der nach Ost hingegen auf 908 m, des rheinischen Erdbebens von 1846 auf 434 m, des lissaboner Erdbebens von 1755 auf 550 m, des neapolitanischen von 1857 auf 240 m, des mitteldeutschen Erdbebens von 1872 auf 768 m, des rheinisch-schwäbischen von 1880 auf 550 m in der Sekunde.

Die Dauer der Erdbeben hängt von der Häufigkeit der rasch aufeinander folgenden Stöße ab, von denen jeder einzelne nur eine einzige oder ganz wenige Sekunden in Anspruch nimmt. Die verheerendsten Erdbeben waren das Werk eines Augenblickes. Caracas ward 1812 innerhalb 30 Sekunden, Oppido und Umgebung 1783 in 2 Minuten, Lissabon binnen 5 Minuten von Grund aus zerstört; am 16. Aug. 1868 kamen in Ecuador durch ein Erdbeben innerhalb 15 Minuten 70 000 Menschen um. Casamicciola auf Ischia wurde 1883 durch einen einzigen von unten nach oben gerichteten Stoß zerstört. Bei länger andauernden Erdbeben können sich mehrere Hundert Stöße in kurzen Zwischenräumen wiederholen (Erdbebenperioden). Bei dem Erdbeben von Honduras 1856 zählte man in einer Woche 108, bei dem von Lima im Jahre 1746 innerhalb 5 Monaten 451 Stöße; auf Hawaii hielt 1868 ein Erdbeben mehrere Monate an, in deren einem (März) man allein 2000 Stöße zählte; — das am 31. Juli 1870 beginnende phokische Erdbeben dauerte $3^1/_2$ Jahre, während deren sich nach J. Schmidt's Schätzung über 600 000 Erschütterungen, darunter 300 bis 320 heftige und 50 000 schwächere Erdstöße fühlbar machten. Auf die eigentlichen heftigen und verheerenden Paroxysmen pflegen sich in längeren oder kürzeren Pausen Nachschwingungen einzustellen, welche sich oft Wochen, ja Monate lang wiederholen, allmählich immer schwächer werden und endlich ganz aufhören. Nach dem calabrischen Erdbeben trat erst nach fast einem Jahrzehnt eine gänzliche Beruhigung des Erdbodens ein. Das Erdbeben, welches 1766 Cumana zerstörte, setzte die Erde noch 14 Monate lang und zwar anfänglich durch stündliche Stöße in Bewegung. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1872 war die heftigste Erschütterung einer etwa $2^1/_2$ Monate umfassenden Erdbebenperiode.

Die Häufigkeit der Erdbeben ist eine überraschend große. Der Erd-

bebenkatalog, welchen J. Schmidt im Jahre 1875 zusammenstellte, erstreckt sich über 22083 Erdbeben der nördlichen Halbkugel. Ferner besitzen wir durch Kluge allein aus den Jahren von 1850 bis 57 Nachricht über 4620 Erdbeben, von diesen kommen z. B. auf Italien und Sicilien 701, auf die pyrenäische Halbinsel 77, auf Frankreich 105, auf die Alpen 1086. Aus der Zeit vom Anfange des neunzehnten Jahrhunderts bis 1845 ist uns Kunde von 559 Erdbeben überliefert worden, welche sich im Rheinbecken äußerten. Am reichsten an Erdbeben ist jedoch die Westküste von Südamerika. Dort sind sie so häufig, dass man annehmen darf, dass sich jener Kontinent beständig an irgend einem Punkte in Bewegung finde; wurde doch die Stadt Lima seit 1586 elfmal bis zu ihrer gänzlichen Zerstörung von Erdbeben heimgesucht. Gebiete großer Häufigkeit von Erdbeben nennt man Schüttergebiete.

Die Größe des Areales, über welches sich Erdbeben auszudehnen im stande sind, ist zum Teil eine außerordentliche. Das rheinische Erdbeben vom 29. Juli 1846 umfasste einen Erschütterungskreis von 2200 □Ml., das Visper Erdbeben vom 25. Juli 1855 einen solchen von über 3700, das neapolitanische Erdbeben vom 16. Dezember 1857 einen solchen von 1843, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 einen solchen von 3100, das Erdbeben von Lissabon vom 1. Nov. 1755 einen solchen von weit über 100000 □Meilen.

§ 7. **Seebeben.** Die Wirkung der Erdbeben auf das Meer zeigt sich in Stößen, welche die Schiffe auf offenem Meere erhalten, und in heftigen Schwankungen des Meeresspiegels, welche an den Küsten Rückzüge des Meeres und Überflutungen des Landes bewirken. Durch letztere können große Schiffe weit ins Land aufs Trockene gesetzt, Städte bis auf die Grundmauern weggeschwemmt werden. Oft beginnt die Bewegung mit einem Rückzuge des Meeres, infolge dessen die Untiefen hervortreten, Schiffe auf den Grund geraten, Häfen und ganze Meerbusen trocken gelegt werden. Nach dem Erdbeben von Iquique (9. Mai 1877) brach das Meer 8 mal in die Stadt ein und erreichte eine Höhe von 7 m über dem gewöhnlichen Stande. Wie ein Wasserberg stürmt das Meer gegen die Ufer an, steigt 10, 20 und mehr Meter über seinen normalen Stand, wirft Schiffe über den Hafen weg und reißt sie weit landeinwärts. Erdbeben von Küstenländern pflanzen sich auf dem Meere oft auf außerordentliche Entfernungen fort. So erzeugte am 13. August 1868 ein Erdbeben an der Küste von Peru eine Erdbebenflut, welche sich vom 13. bis 16. August mit einer Geschwindigkeit von 200 bis 400 Seemeilen in der Sekunde über den ganzen Stillen Ozean verbreitete, sich bis an die Küsten von Australien und Japan fühlbar machte, auf vielen in ihrem Wege gelegenen Inseln die größten Verheerungen anrichtete und noch in Neuseeland 4 bis über 10 Fuß hohe Wellen bildete. Ganz ähnliches gilt von dem großartigen Erdbeben, welches am 9. Mai 1877

an der Westküste Südamerikas stattfand und eine Flutbewegung des Meeres im Gefolge hatte, welche sich ebenfalls über die ganze Fläche des Stillen Ozeanes erstreckte. Die erzeugte Welle legte den etwa 8800 Seemeilen weiten Weg von Iquique, dem Mittelpunkte der Erschütterung, bis nach Japan in 22 bis 23 Stunden, also mit 381 bis 402 Seemeilen Geschwindigkeit pro Stunde oder etwa 660 engl. Fuß pro Sekunde, den nach Neuseeland, nämlich etwa 5000 Seemeilen, in ca. 18 Stunden, also mit 308 Seemeilen Geschwindigkeit pro Stunde und 520 engl. Fuß pro Sekunde zurück. Die durch den Zusammenbruch des Krakatau (s. S. 131) am 27. Aug. 1883 erzeugte Sturzwelle erreichte an den Sunda-Inseln eine Höhe von 36 m und pflanzte sich mit einer ungefähren Geschwindigkeit von 306 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen und Atlantischen Ozean fort.

§ 7. **Über die Ursachen der Erdbeben.** Erschütterungen der Erdoberfläche können durch mehrfache Ursachen herbeigeführt werden. Nach ihrer verschiedenartigen Entstehung kann man die Erdbeben 3 Kategorieen zuteilen:

1. Einsturzbeben.

Infolge des Zusammenbruches unterirdischer Hohlräume können zweifelsohne Erschütterungen der Erdoberfläche erzeugt werden. Diese nur lokalen und seltneren Erdbebenerscheinungen stehen mit dem Vulkanismus in keinerlei genetischer Verbindung, sind das Werk der gesteinsauflösenden Thätigkeit des Wassers und werden deshalb in dem diese letztere behandelnden Abschnitte ihre Besprechung finden.

2. Vulkanische Erdbeben (Eruptions- oder Explosionsbeben).

Dieselben werden durch die Stöße erzeugt, welche durch die aus Vulkanen entweichenden Gase und Dämpfe in dem Eruptionskanale hervorgebracht werden. Ihr Centrum ist immer der Krater, von welchem die Stöße in radialer Richtung erfolgen und ihr Ende erreichen, sobald die den Kraterschlund verstopfenden Massen herausgeschleudert sind und der Ausfluss der Laven beginnt. So wird zuweilen die Umgebung des Vesuvs in einem Umkreis von 15 Migl. erschüttert, während die Seismometer im Vesuv-Observatorium Tausende von schwächeren Erzitterungen anzeigen. Auch vom Stromboli und von Volcano gehen bis nach Palermo und nach Calabrien reichende radiale Stöße aus. Bei Ausbrüchen der Hekla wird nicht selten ganz Island erschüttert, ja einzelne Stöße pflanzen sich bis Skandinavien fort. Das furchtbare Erdbeben auf Ischia im Juli 1883 wird auf misslungene Eruptionsversuche zurückgeführt.

3. Tektonische Erdbeben (Dislokations- oder Stauungsbeben).

Hierher dürften die meisten, großartigsten und verheerendsten Erdbeben zu rechnen sein. Sie sind die Äußerungen der fortdauernden

Gebirgsstauung (s. S. 184), welche Spannungen der Erdrindenstücke erzeugt, die dann oft plötzliche Auslösungen, also Verschiebungen, Brechen und Reißen erzwingen und dadurch weithin fühlbare Erschütterungen hervorrufen. Die letzteren, also die tektonischen Erdbeben, entstehen somit durch die Bewegungen der sich kontrahierenden, sich faltenden, zerreißenden und in ihren einzelnen Teilen sich verschiebenden Erdrinde. (Sueß, Heim, Hörnes, Dana, Credner.) Der gewaltige gegenseitige Druck der Gebirgsteile, das Entstehen neuer und die Erweiterung schon bestehender Klüfte und Spalten, plötzliche Störungen der Lagerungsverhältnisse, das sind die Ursachen dieser Erdbeben. Letztere beweisen, dass sich die Stauung der Erdrinde zu Falten noch stetig weiter fortsetzt und ein beständiges Bersten, Rutschen und Verschieben in der Erdkruste erzeugt. So erklärt es sich auch, dass gerade gebirgige Gegenden, also gefaltete Teile der Erdrinde, sowie die Bruchränder der Kontinentalmassen und Senkungsgebiete sehr oft, — Areale mit ungestörter Schichtung (Russland, norddeutsches Tiefland) nur höchst selten von Erdbeben betroffen werden. Dahingegen hat sich von vielen Erdbeben nachweisen lassen, dass sie in gewissen Gegenden stets von bestimmten Dislokationslinien (seismische, Stoß-, Schütterlinien) ausgehen, wenn auch die jedesmaligen Stoßpunkte auf letzteren sich verschieben, also wandern können. Diese Linien laufen entweder dem Streichen der Faltengebirge parallel und entsprechen dann häufig peripherischen Bruchzonen an der Innenseite der Kettengebirge, oder aber sie durchsetzen dieselben quer. Danach unterscheidet man Längsbeben und Querbeben (longitudinale und transversale Dislokationsbeben).

Bittner, Heim, Höfer, Hörnes, Stur, Sueß u. A. haben in ihren oben zitierten Publikationen eine Anzahl solcher seismischer Linien für die Alpen und den Apennin festgestellt.

Die geologische Thätigkeit des Wassers.

Dem Wasser ist die Aufgabe gestellt, dem Vulkanismus entgegen zu arbeiten, umzureißen, was vulkanische Kraft aufgetürmt, auszuebenen, was sie emporgewölbt hat. Das Endziel dieser seiner nivellierenden Thätigkeit ist es, die ursprüngliche, regelmäßige, von Berg und Thal nicht unterbrochene Gestalt der Erde wieder herzustellen. Derselbe Drang nach der Tiefe, welcher das Wasser zum wichtigsten geologischen Werkzeuge gestaltet, wohnt auch dem Gletschereise inne. Wir haben demnach das Wasser sowohl in flüssigem, als in festem Zustande mit Beziehung auf seine geologische Thätigkeit zu betrachten.

1. Das Wasser als geologisches Werkzeug.

Der ganze Kreislauf des Wassers ist ein geologisches Werkzeug, dessen einschneidende Wirkung auf seinem Streben beruht, von der Höhe nach der Tiefe zu gelangen. Als Regentropfen auf den Schauplatz seiner irdischen Thätigkeit gefallen, beginnt es sogleich mit Überwindung aller Hindernisse sich einen Weg nach dem tiefsten Punkte der Erdoberfläche, dem Meere, zu bahnen. Der Größe und Schwierigkeit der Aufgabe des Wassers entspricht die Vielfältigkeit der Mittel, welche ihm zur Erfüllung derselben zu Gebote gestellt sind. Reicht seine mechanische Kraft zur Zertrümmerung und zur Transportierung der Gesteinsmassen, welche sich ihm in den Weg stellen, nicht aus, dann kommt ihm seine Fähigkeit zu Hilfe, gewisse Bestandteile der Gesteine chemisch aufzulösen, zu zersetzen und auszulaugen und dadurch den Fels in seinem innersten Gefüge zu lockern, und sind beide vereint zur Bewältigung der Hindernisse zu schwach, so gesellt sich ihnen der Frost zu. Dann nimmt das Wasser seine feste Form an und dehnt sich bei dieser Gestaltsveränderung mit so unwiderstehlicher Gewalt aus, dass es, in Felsspalten eingeschlossen, die Gesteine zertrümmert.

Der Weg, welchen das Wasser einschlägt, um aus den Bergen in die Ebene und von da zum Meere zu gelangen, ist ein doppelter. Ein Teil sucht sich unterirdische Bahnen, ein anderer folgt der Oberfläche des Bodens.

Aus der Faltung eines Streifens der Erdkruste zu einem Gebirge ging nicht unmittelbar das hervor, was heute als abwechslungsreiches Ganzes vor uns liegt, — der gebirgsbildende Schub lieferte vielmehr nur rohe, von Spalten durchsetzte Gesteinsfalten: die Umgestaltung derselben in ein gegliedertes Gebirgssystem lag dem Wasser ob. Der erste Regenguss leitete die Arbeit ein. Die gefallenen Tropfen streben nach der nächsten Bodeneinsenkung, zarte Rillen hinter sich zurücklassend; zum Rieselbach vereint, schneiden sie sich Wasserrisse in das Gestein; als Gebirgsbach entfalten die gesammelten Gewässer die ganze Kraft ihrer Fallthätigkeit und wühlen sich tiefe Schluchten in den Felsgrund. Die Bäche vereinen sich zum Bergstrome, welcher die Schlucht zum Gebirgsthal erweitert, die Bergströme zu Flüssen, deren Bett sich zum Thale ausdehnt, aus welchem sie in die Niederung treten, um durch diese, indem sie andere Gewässer in sich aufnehmen, dem Meere als Strom zuzufließen: ein kunstreiches System von Wasserkanälen, dessen zarteste Äste sich im Hochgebirge verzweigen und jeden Wassertropfen auffangen und dem Meere zuführen. In den ursprünglichen Gebirgsabfall schneiden sich die Wasser ein solches System neben dem anderen ein (Erosion); Schluchten und Thäler unterbrechen jetzt in mannigfachster Gestaltung die früher gleichförmig ausgedehnten Abhänge, als deren Überbleibsel nur noch die Felsrücken und Felsgrate stehen ge-

blieben sind, welche die einzelnen Thäler trennen. Ihre oberen Begrenzungslinien deuten das vordem allgemeine, ununterbrochene Niveau des Bergabfalles an.

Die Thäler sind zugleich die Kanäle, welche zur Wegschaffung und zum Transporte des erodierten Gebirgsmateriales nach der Ebene und zum Teil bis zum Meere dienen. An dieser thalabwärts gerichteten Bewegung der Zerstörungsprodukte der fließenden Gewässer nehmen nicht nur die im direkten Bereiche der letzteren liegenden Schuttmassen teil, vielmehr kommt jeder Regenguss, jeder Gewitterschauer den Gebirgswassern zu Hilfe, indem er von den abschüssigen Bergabhängen Schutt und Felsblöcke loslöst und dem Bache zuführt, der sie entweder direkt, oder nachdem sie der Frost in kleine Stücke gesprengt hat, mit sich fortschiebt. Durch gegenseitige Reibung runden sich die Fragmente ab und verlieren zugleich immer mehr an Größe, bis sie, am Fuße der Gebirge angekommen, zu Kies, Sand und zum Teil zu den feinen Schlammteilchen zermalmt worden sind, welche die Trübung der Flüsse bewirken. Selbst an sehr sanften Thalgehängen sind die Regenwasser unablässig thätig, sandiges und erdiges Material zu rauben und den Strömen zuzuführen (Denudation). Infolge der allgemeinen Verbreitung der Regen und der dadurch bedingten Bildung von fließenden Wassern ist der größte Teil der Oberfläche des Festlandes in einer Bewegung nach dem Ozeane begriffen, in welchem sich die eingeschwemmten Substanzen zu feinem Schlamme niederschlagen, um allmählich zu Gestein zu erhärten und im Laufe der Zeiträume von neuem über den Spiegel des Meeres, zum Teil zu hohen Gebirgen gehoben zu werden. Das Material, aus welchem die Erdkruste aufgebaut ist, befindet sich somit in einem ununterbrochenen Kreislaufe, — einem Kreislaufe, den ihm die Bahn des Wassers vorschreibt, welches, im Meere angelangt, in Dunstform zum Gebirge zurückkehrt, um dort von neuem seine Wanderung in die Tiefe anzutreten.

Dabei steht ihm aber außer dem Wege auf der Oberfläche der Erde noch ein zweiter offen. Durch feine Spalten, durch Poren des Gesteines dringt es in das Innere der Gebirge, um als Quelle wieder an das Tageslicht zu treten. Auch auf dieser seiner unterirdischen Bahn liegt das Wasser erfolgreich seiner Aufgabe der Zerstörung ob, welche noch ganz besonders durch seinen Gehalt an Kohlensäure gefördert wird. Mit Hilfe der letzteren entfaltet das Wasser im Verborgenen eine so großartige Thätigkeit, dass uns dafür jeder Maßstab fehlt, und verwandelt das Innere der Erdkruste in eine Werkstatt, aus welcher die wichtigsten geologischen Erscheinungen hervorgehen. Zuerst drängt es sich in die Poren der Gesteine, — selbst die dichteste Felsart kann ihm den Zutritt nicht wehren, — und dann beginnt es den Prozess der Auflösung und Zersetzung, welchem im Laufe der Zeit fast alle Mineralsubstanzen verfallen.

Beladen mit fremdartigen Stoffen, setzt das Wasser als verdünnte mineralische Lösung seinen Weg weiter fort, um frischen Kräften, nämlich neu eindringenden Gewässern, Platz zu machen, welche das begonnene Werk der Auflösung und Zersetzung aufnehmen. Vor der andauernden Thätigkeit der mikroskopisch kleinen Wassertröpfchen verschwinden ausgedehnte Gesteinsmassen, an ihrer Stelle entstehen unterirdische Hohlräume, an deren Erweiterung die Wasser so lange arbeiten, bis ihre Decke die auf ihnen ruhende Last nicht mehr zu tragen vermag. Dann bricht die Höhle in sich zusammen, Stöße erschüttern die Erdoberfläche, der Boden wird von Spalten durchsetzt und beginnt, zuweilen unter erdbebenartigen Erscheinungen, sich zu senken.

Die Mineralwasser selbst sammeln sich in der Tiefe in Spalten und Hohlräumen an und brechen von diesen unterirdischen Reservoirs aus als Quellen hervor, nachdem sie den Gebirgen eine bedeutende Menge ihres Materiales entzogen und in ihrem Inneren ebenso zerstörend gewirkt, wie die Bäche und Ströme auf deren Oberfläche. Sobald sie mit atmosphärischer Luft in Berührung kommen, entweicht ein Teil der Kohlensäure, die entführten Substanzen scheiden sich aus und lagern sich am Fuße der Berge oder überhaupt an der Quellenmündung, oft fern von ihrer ursprünglichen Heimat, ab.

Die Gebirgsquellen entledigen sich jedoch ihrer mineralischen Last bei ihrem Austritte an die Tagesoberfläche nicht vollständig, eine geringe Menge von fremdartiger Substanz und zwar namentlich auch von kohlensaurem Kalke bleibt vielmehr gelöst zurück und wird von ihnen dem gemeinsamen Ziele aller Gewässer zugeführt. Da dies in Hunderten von Strömen geschieht, so müsste der Ozean innerhalb kurzer Zeiträume zu einer gesättigten Solution von doppeltkohlensaurem Kalke werden. Dies wird jedoch dadurch verhindert, dass die Mehrzahl der Meeresbewohner und zwar namentlich die Mollusken, Echinodermen, Korallentiere und Foraminiferen den kohlensauren Kalk, welcher aus dem Inneren der Kontinente, vielleicht aus den höchsten Berggipfeln stammt, nachdem er in gelöstem Zustande weite Strecken durchwandert, wieder dem Wasser entziehen, ihn als feste Substanz ausscheiden und als Material für Gesteinsbildungen aufspeichern. Die Austernbänke der atlantischen Küste sind aus Kalk aufgebaut, welcher zum Teile aus den Alpen und anderen Hochgebirgen stammen mag, — die Korallenriffe des Stillen Ozeanes mögen ihr Material zum Teil der Andeskette verdanken; auf der anderen Seite sind diese Gebirge zum Teil wiederum nichts anderes, als über den Meeresspiegel gehobene Bauten von Seetieren, — kurz, diese wie jene repräsentieren nur Stadien in dem Kreislaufe des Stoffes.

Die Wassermenge, welche durch stete Zirkulation diesen Kreislauf vermittelt, bleibt sich jedoch keineswegs immer gleich, vielmehr findet eine

freilich fast unbemerkbare, sehr langsame, aber unausgesetzt wirkende Verminderung derselben durch die Bildung von Hydraten bei dem Verwitterungsprozesse der Gesteine statt, wodurch fortdauernd Wasser chemisch gebunden und dadurch außer Thätigkeit gesetzt wird.

Aus dieser Skizze der Beteiligung des Wassers bei dem Entwickelungsprozesse der Erdoberfläche und der Wege, auf denen es seine Aufgabe verfolgt, geht hervor, dass die Thätigkeit des Wassers einerseits eine chemische, andererseits eine mechanische ist und in jedem dieser beiden Fälle wiederum Gestein zerstörend, Mineralsubstanzen fortführend und Gesteinsmaterial absetzend sein kann.

a) Die chemische Thätigkeit des Wassers.

G. Bischof. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. II. Aufl. Bonn 1863—66. Nebst Supplement. 1871.

J. Roth. Allgemeine und chemische Geologie. I. Band. Berlin 1879.

§ 1. **Das Wasser.** Die Wasserdünste, welche durch die Sonnenwärme in den Luftkreis unseres Planeten emporgehoben werden, repräsentieren eine jährliche Wassermenge von über 1000 geogr. Kubikmeilen. Als Regen, Tau und Schnee schlagen sie sich auf der Oberfläche der Erde nieder. Diese enthalten etwas Kohlensäure, namentlich aber Sauerstoff und Stickstoff, welche sie aus der Atmosphäre absorbiert haben; und ihnen, wenigstens den beiden erstgenannten, verdanken die Wasser einen großen Teil ihrer Zersetzungs- und Auflösungsfähigkeit. Ihr Kohlensäuregehalt ist ursprünglich ein außerordentlich geringer (etwa 2,5 Prozent der absorbierten Luft), trotzdem aber durch Kalkwasser selbst im Schnee nachweisbar. Er wird jedoch bedeutend vermehrt, sobald die Wasser in die an verwesenden vegetabilischen Resten reiche obere Schicht der Erde dringen, wo sie die durch Fäulnis der organischen Substanz entstehende Kohlensäure aufnehmen. Endlich sättigt sich das Wasser mit der Kohlensäure, welche aus dem Inneren der Erde emporsteigt, und welcher dasselbe auf dem Wege nach der Tiefe begegnet. Außer Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure führt das Sickerwasser von der Erdoberfläche organische Substanzen mit sich in die Erdteufe, wo sie infolge ihrer reduzierenden Einwirkung auf die Oxyde ein wichtiges Element in dem durch zirkulierende Gewässer ins Werk gesetzten Umwandlungsprozesse der Gesteine bilden. In solcher Gestalt, beladen mit Sauerstoff, Kohlensäure und organischen Verbindungen, ist das Wasser ein geologisches Werkzeug, dessen zersetzendem und auflösendem Einflusse keine Felsart im Laufe der Zeit widersteht. Beim Eindringen in die Gesteine verliert das Sickerwasser bald seinen Sauerstoff und die Kohlensäure, falls in den Gesteinen Körper vorhanden sind, welche Verbindungen mit diesen Gasen eingehen können. Dafür nimmt es aber solche Mineralsubstanzen auf, welche in ihm entweder an und für sich, oder mit Hilfe der

Kohlensäure löslich sind, wodurch es in den Stand gesetzt wird, weitere Zersetzungen oder neue Bildungen zu veranlassen, wenn es weiter in die Tiefe dringt. Der von den atmosphärischen Niederschlägen absorbierte Stickstoff geht mit den mineralischen Körpern, zwischen denen er, vom Wasser in die Tiefe geführt, zirkuliert, keine Verbindungen ein, sondern wird bis zum Wiederaustritt der Quellwasser in Absorption gehalten, macht sich dann von ihm frei und kehrt in die Atmosphäre zurück.

§ 2. Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit und Zersetzbarkeit aller Gesteine durch Wasser. Die Tagewasser treten ihren Weg nach der Tiefe an; dabei folgen sie nicht allein den Spalten, Klüften und Schichtungsflächen der Gesteine, sondern sie dringen in diese letzteren selbst ein. Die Masse aller Gesteine ist von feinen mikroskopischen Poren angefüllt und von einem Netze feiner Haarspalten durchzogen, in welche das Wasser, ebenso wie in die Blätterdurchgänge der Gesteinsbestandteile, um so leichter einsickert, je bedeutender der Druck ist, den die auf ihm lastende Wassersäule ausübt. Wie groß die Wassermenge ist, welche im Inneren der Gebirge zirkuliert, zeigt sich in den Stollen und Schächten vieler Bergwerke, von deren Wänden und Firsten das Wasser tropft und rieselt, — dass feinkörnige wie grobkörnige Gesteine durchdringlich sind, wird in der vollständigen Zersetzung mancher Basalte zu Wacken, in der tief hinabreichenden Kaolinisierung mancher Granite und Porphyre offenbar, und dass Flüssigkeiten ihren Weg in selbst anscheinend vollkommen homogene Mineralmassen finden, ergiebt sich aus der künstlichen Färbung der Chalcedone und Achate, kurz keine einzige Gesteinsart setzt dem einsickernden Wasser einen absoluten Widerstand entgegen.

Ebensowenig wie eine vollkommene Undurchdringlichkeit, existiert eine vollkommene Unzersetzbarkeit und Unauflöslichkeit irgend eines Gesteines durch Wasser. Würde auch der Chemiker ein Mineral, welches er mit Wasser behandelt hat, von dem er aber weder durch Reagentien, noch durch Abdampfen Spuren in letzterem nachweisen kann, ein unlösliches nennen, so ist doch damit der Beweis seiner absoluten Unlöslichkeit noch nicht geführt, denn bei hohen Graden der Verdünnung reagieren Reagentien nicht mehr und der Rückstand nach dem Abdampfen kann so unbedeutend sein, dass er dem Auge entgeht. Findet aber der Geologe ein Mineral in der diesem nicht zukommenden Krystallform eines anderen, nach unseren Erfahrungen unlöslichen Minerales (eine Pseudomorphose dieses letzteren) *), so beweist dies, trotz der anscheinenden Unlöslichkeit des letzteren,

*) Blum. Pseudomorphosen d. Mineralreiches. Stuttgart 1843. Mit 3 Nachträgen 1847, 52, 63. — E. Geinitz. N. Jahrb. f. Min. 1876. S. 449. — J. Roth. Allgem. Geologie. I. 1879.

dass Gewässer das verdrängte Mineral im Laufe der Zeiten aufgelöst und weggeführt und ein neues an dessen Stelle abgesetzt haben, oder dass mit Hilfe des Wassers eine langsame Umwandlung der Masse stattgefunden hat. Die Pseudomorphosen sind also Produkte der Verdrängung und Umwandlung ursprünglicher Mineralkörper, wobei diese bald gewisse Bestandteile verloren, bald solche neu aufgenommen haben, oder wobei ein Austausch einzelner Bestandteile oder endlich eine gänzliche Verdrängung der einen Substanz durch eine andere, neu zugeführte, stattgefunden hat. Ihr Studium hat zu den wichtigsten Resultaten über die Umwandlungsprozesse im Mineralreiche geführt, hat namentlich die Löslichkeit vieler Gesteinselemente dargethan, die für den Chemiker gewöhnlich als unlöslich gelten. Für letzteres sprechen vorzugsweise diejenigen Pseudomorphosen, bei welchen das Umwandlungsprodukt keinerlei chemische Beziehung mehr zu dem ursprünglichen Minerale besitzt. Hierher gehören die Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Quarz, von Zinnstein nach Feldspat, Schwefelkies nach Quarz und Rotgültigerz, Quarz nach Flussspat u. s. w. In hohem Maße kommt dem Wasser bei diesen Umwandlungen sein Gehalt an Kohlensäure zu statten. Zu ganz ähnlichen Resultaten, wie die Beobachtung der natürlichen Vorgänge, hat das Experiment geführt. Es zeigte sich nämlich, dass Feldspäte, Epidot, Glimmer, Turmalin, Augit, Hypersthen, Hornblende, Olivin, Chlorit, Talk u. s. w., also anscheinend unlösliche Mineralien, in feingepulvertem Zustande und beim Übergießen mit kohlensäurehaltigem oder selbst reinem Wasser so schnell von diesem angegriffen wurden, dass schon die ersten Tropfen der abfiltrierten Flüssigkeit Spuren eines jenen Mineralien entstammenden Alkalis oder einer alkalischen Erde zu erkennen gaben. Die Erfahrung lehrt, dass außer Gold, Platin, Diamant und Graphit kaum irgend ein in kohlensäurehaltigem Wasser absolut unlösliches oder unzersetzbares Mineral existiert, dass namentlich fast alle die Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau der Erdkruste nehmen, dem zersetzenden und lösenden Einflusse der Sickerwasser nicht widerstehen können. Die mikroskopische Untersuchung hat dies nicht nur bestätigt, sondern auch den Gang, den diese Umwandlungsprozesse nehmen, kennen gelehrt. Zunächst werden die peripherischen Partieen der Gesteinsbestandteile, sowie die Wände der Klüftchen und Blätterdurchgänge in Angriff genommen. Von hier aus schreitet die Umwandlung nach dem Inneren fort, bis nur noch kleine Kerne der frischen Substanz innerhalb des netzförmigen Maschenwerkes von Zersetzungsprodukten übrig bleiben und bis endlich auch diese vollständig von letzteren aufgezehrt werden. Solches gilt namentlich von den Feldspäten, Augiten, Hornblenden, dem Olivin, Cordierit, Granat, Anhydrit, Magneteisen u. s. w. Bei anderen Mineralien, welche keine molekulare Umwandlung erleiden (z. B. Quarz), ist die wässerige Durchströmung ihrer Masse dadurch wahrnehmbar gemacht, dass auf den

sie durchschwärmenden Spältchen sekundäre Gebilde zur Ausscheidung gelangt sind.

Eine dieser lösenden und umwandelnden Einwirkungen der Sickerwasser auf die Gesteinsbestandteile ist die, dass sich letztere mit mineralischer Substanz beladen und diese mit sich fortführen, dass also die ursprünglich reinen atmosphärischen Wasser von ihrem Laufe durch die Gesteine als Mineralquellen auf die Erdoberfläche zurückkehren, und dass endlich im Laufe der langen geologischen Zeiträume, seit denen das Wasser durch die Gesteine filtriert, ganz enorme Quantitäten von Substanzen dem Erdinneren entzogen und der Erdoberfläche zugeführt werden.

§ 3. **Die hydrochemischen Prozesse.** Die in die Gesteine der Erdkruste einsickernden, Kohlensäure und Sauerstoff mit sich führenden Wasser leiten folgende hydrochemische Vorgänge ein:

1) Auflösung.

Ganz abgesehen von einer Reihe sehr leicht löslicher, in der Natur eben aus diesem Grunde selten und nur an besonders geschützten Punkten vorkommender Salze (Eisenvitriol, Kupfervitriol, Alaun, Salpeter u. s. w), sind es namentlich vier Gesteinsarten, auf welche die atmosphärischen Wasser direkt lösend und wegführend einwirken: Gyps, Steinsalz, Kalkstein und Dolomit.

Der Gyps nimmt einen nicht unbedeutenden Anteil an dem Aufbau der Erdkruste, in welcher er mächtige Stöcke und Einlagerungen bildet, und über deren Oberfläche er sich in Gestalt ganzer Hügelreihen, Bergkuppen und ansehnlicher Felsmassen erhebt (S. 42). Daraus geht hervor, dass selbst seine nur teilweise Vernichtung und Wegführung von großem Einfluss auf den Schichtenbau und die Gestalt der Erdoberfläche sein muss. Da Gyps ein in etwa 400 Teilen Wasser lösliches Salz ist, da er ferner dem auflösenden Angriffe des Wassers nicht nur auf seiner Oberfläche, sondern auch in zahllosen Klüften und Fugen ausgesetzt ist, welche das Gestein infolge seiner weiter unten zu besprechenden Entstehungsweise nach allen Richtungen durchziehen, so ergiebt sich, welche bedeutenden Massen dieser Mineralsubstanz in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen in Solution entführt werden. Infolge der unterirdischen, auslaugenden Thätigkeit des Wassers bilden sich nach und nach große Hohlräume, die Gypsschlotten.

Bedeutend leichter als der Gyps fällt das Steinsalz dem Wasser zur Beute und würde aus seinen, zum großen Teile aus den paläozoischen Zeitaltern stammenden Lagerstätten längst vollständig entführt sein, falls es nicht zum Teil durch seine konstanten Begleiter, nämlich fast wasserdichte Thonschichten, vor Auflösung und Wegführung geschützt wäre. Sie sind die Bedingungen seiner Existenz als Glied der sedimentären Schichtenreihe; deshalb ist denn auch wohl die Mehrzahl aller uns bekannten größeren

Steinsalzablagerungen von Thonen bedeckt. In der berühmten Steinsalzlagerstätte von Stassfurt stellen diese den Abschluss gegen das Wasser so hermetisch her, dass die dortigen, aus dem permischen Zeitalter stammenden, also jedenfalls Millionen von Jahren alten Ablagerungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche, an die Luft gebracht, durch Anziehung der Feuchtigkeit derselben zerlaufen, vollkommen trocken geblieben sind. In ähnlicher Weise sind die Steinsalze von Wieliczka durch allseitige Umhüllung von Thon gegen den Zutritt des Wassers konserviert. Ursprünglich waren wohl fast alle Steinsalzlager in dieser Weise geschützt, erst infolge von Schichtenstörungen und daraus hervorgehenden Spaltenbildungen wurden sie den Wassern zugängig gemacht, — daher dort die Häufigkeit von Solquellen.

Unter den Gesteinen, welche einen noch wesentlicheren Anteil an dem Aufbau von Gebirgen nehmen, als Gyps und Steinsalz, ja solche oft ausschließlich zusammensetzen, ist es der Kalkstein, welcher in den beträchtlichsten Mengen vom Wasser aufgelöst wird. Freilich ist der Kalkstein nur in etwa 1000 Teilen mit Kohlensäure gesättigten Wassers und noch viel unbedeutender in reinem Wasser löslich, doch wird diese geringe Löslichkeit durch die Quantität der in der Tiefe gerade auf den Schichtungs- und Kluftflächen der Kalksteine zirkulierenden Wasser ersetzt. Die Resultate sind deshalb überraschend; so hat man z. B. aus der Menge des Wassers der aus dem Teutoburger Walde und der Haar entströmenden Flüsse und ihrem Gehalte an kohlensaurem Kalke berechnet, dass dieselben jenen Gebirgen jährlich eine Quantität Kalkes entziehen, welche einem Würfel von mehr als 33 m Seitenlänge entspricht. Deshalb sind auch kalkhaltige Quellen, Höhlen und Erdfälle sehr gewöhnliche Erscheinungen im Gebiete von Kalksteinformationen.

Wie in der Tiefe, so geht diese Auflösung und Wegführung des kohlensauren Kalkes auch an der Oberfläche der Kalkgebirge vor sich. Infolge verschiedener Widerstandsfähigkeit der einzelnen, oft mehr oder weniger kieseligen, thonigen oder porösen Kalksteinschichten entstehen die berüchtigten, kahlen, wild zerrissenen Karrenfelder (siehe Fig. 48). Hier ist der Kalkstein von 1 bis 3, ja 10 bis 15 m tiefen, bald engen, bald weiteren Schluchten, Rinnen und Löchern durchzogen. Die Rippen und Kämme zwischen ihnen sind meist sehr scharfkantig, oft messerscharf, zackig und häufig von Löchern durchbrochen. Karren (Schratten) entstehen hauptsächlich dort, wo der Schnee lange liegen bleibt und durch sein Schmelzen seine Unterlage nass erhält, und sind deshalb in den Alpen keine seltene Erscheinung.

Auch Dolomitspat ist in freilich sehr unbeträchtlichen Mengen durch Wasser löslich, so dass Dolomitlager allmählich der Zerstörung und Wegführung von seiten zirkulierender Gewässer anheimfallen. — Viel augen-

fälliger als dieser letzte Vorgang ist indessen die Auslaugung des kohlensauren Kalkes aus dolomitischem Kalk, welche auf dieser geringeren Löslichkeit des Dolomites beruht, und infolge deren eine relative Anreicherung der ursprünglichen Gesteinsart an kohlensaurer Magnesia, die



Fig. 48. Karrenfeld am Sentis. Nach *Heim*.

»Dolomitisierung« derselben vor sich geht. Die beständige Wegführung des kohlensauren Kalkes verursacht die kavernöse und poröse Struktur des zurückbleibenden Dolomitgesteines und zugleich die Zerstörung der Kalkschalen seiner organischen Reste. Bei weiter gehender Einwirkung von seiten der Gewässer wird diese poröse Beschaffenheit wieder verschwinden, denn sobald das Wasser keinen kohlensauren Kalk mehr findet, greift es den Dolomit selbst an und setzt denselben in den Poren tiefer gelegener Stellen krystallinisch wieder ab. Auf diese Weise geht hier das poröse Gestein allmählich in krystallinischen Dolomit über. Die Umwandlung dolomitischer Kalksteine in Dolomite erfolgte somit auf hydrochemischem Wege in der Richtung von der Oberfläche nach der Tiefe. Durch diesen Prozess wurde ein bis dahin deutlich geschichtetes, versteinerungsreiches, dichtes Gestein zu einem ungeschichteten oder sehr undeutlich geschichteten, versteinerungsleeren, krystallinischen; zugleich aber bedingte diese Umwandlung durch Entführung des Kalkgehaltes des Gesteines eine beträchtliche Volumenverringerung desselben. Gewöhnlich enthält der dolomitische Kalkstein etwas Eisen- und Mangankarbonat, sowie Thon, welche nach Wegführung des Calcium- und Magnesiumkarbonates einen eisenschüssigen, manganhaltigen und thonigen Rückstand bilden, so z. B. die Terra Rossa der adriatischen Küstenländer. In den Ozark-Mountains (Missouri) erreicht dieses Residuum nach Pumpelly eine Mächtigkeit von 40 m, welche nur durch Auflösung einer bis 800 m mächtigen dolomitischen Schichtenreihe erzeugt worden sein kann. In manchen Fällen wird der dolomitische Kalkstein durch Auslaugung des Calciumkarbonates in lose Dolomitsande (»Asche«) verwandelt.

2) Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien.

Das Wasser der Atmosphäre wird sehr allgemein von den gesteinsbildenden Mineralien aufgenommen, so dass es auf die Umwandlung derselben den größten Einfluss äußert, selbst wenn andere geologische Agentien nicht zur Mitwirkung gelangen. So nehmen Silikate und Metalloxyde, wie z. B. Orthoklas, Sanidin, Albit, Oligoklas, Glimmer, Hornblende, Augit, Magneteisenstein, Eisenglanz, dichter Hämatit, Pyrolusit und Braunit im Laufe längerer Zeiträume Wasser chemisch auf, ohne eines von ihren Elementen zu verlieren. In großartigem Maßstabe ist z. B. die Umwandlung des Eisenoxydes in Eisenoxydhydrat auf der Insel Elba vor sich gegangen, wo der Roteisenstein von künstlichen Entblößungsstellen aus im Laufe weniger Jahrhunderte bis tief in die feste Masse hinein in Brauneisenstein umgewandelt worden ist. Einer der energischsten und folgenschwersten derartigen Vorgänge ist die Umwandlung des Anhydrites in Gyps, also des wasserfreien schwefelsauren Kalkes in wasserhaltigen, wobei ersterer ein Viertel seines Gewichtes Wasser aufnimmt, ein Prozess, der, lokal durch gewisse Bedingungen begünstigt, so rasch vor sich gehen kann, dass z. B. die zu Bex im Canton Wallis auf die Grubenhalde gestürzten Anhydritstücke bereits nach 8 Tagen beginnen, sich zu Gyps umzugestalten, und dass die Stollen, welche durch den Anhydrit führen, durch Aufblähung des an ihren Wänden in Gyps übergehenden und durch diese Wasseraufnahme sein Volumen vermehrenden Anhydritgesteines fast unfahrbar werden und von Zeit zu Zeit nachgehauen werden müssen. Auch ohne die fördernde Zwischenkunft des Menschen erfolgt diese Umwandlung und zwar im großartigsten Maßstabe an den gewaltigen Anhydritmassen, welche stockförmig zwischen den Schichten der Perm-, Trias- und Tertiärformation eingelagert sind. Die atmosphärischen Sickerwasser haben die Oberfläche dieser Stöcke bis zu wechselnder Tiefe in Gyps umgewandelt, der wie ein Mantel den noch unveränderten Anhydritkern umgiebt. Die Umgestaltung des Anhydritgesteines zu Gyps vollzieht sich in der Weise, dass das Wasser in die mikroskopischen Spaltungsrisse der einzelnen Anhydritindividuen eindrang und zuerst den die Spaltwände bildenden Anhydrit in Gyps umwandelte. Durch die hiermit verknüpfte Volumenvermehrung wurden neue Spältchen aufgerissen, von denen aus sich der gleiche Vorgang vollzog, bis schließlich auch die kleinen Anhydritkerne innerhalb der Gypsmaschen gänzlich aufgezehrt werden.*) Die hierdurch bedingte Volumenvermehrung hat die Auftreibung, Knickung und Überstürzung der überlagernden und benachbarten Schichten zur Folge gehabt, eine Erscheinung, welche früher Veranlassung gab, den Gyps für eruptiv zu halten. Auch die Entstehung der sog. Zwerglöcher des südlichen Harzrandes ist eine Folge dieser Vor-

*) F. Hammerschmidt. Tscherm. min. u. geol. Mitteil. V. Band. 1883. S. 272.

gänge. So bilden sich z. B. in der Umgegend von Ellrich durch Aufblähung des sich in Gyps verwandelnden Anhydrites dicht nebeneinander gedrängte, bis 1,3 m hohe, im Innern hohle, also blasenartige Hügel von schaligem Gyps, welche schließlich oben einbrechen und dann Zwerglöcher genannt werden. Die Ausdehnung des sich in Gyps umwandelnden Gesteines ist eine sehr bedeutende und beträgt nach v. Fritsch*) in linearer Richtung etwa 10, in kubischer Größe etwa 33%, sodass ein Anhydritwürfel von 1000 kbm Inhalt zu einem Gypswürfel von etwa 1330 kbm anschwillt. Wie groß die ausdehnende Kraft bei diesem Vorgange ist, ergiebt sich daraus, dass die im Anhydrite des Canariathales eingesprengten, wohl ausgebildeten Krystalle von Bitterspat und Quarz im Gypse als auseinander gerissene Trümmer vorkommen.

3) Oxydation.

Die atmosphärischen Wasser enthalten, wie bemerkt, Sauerstoff in ziemlich beträchtlicher Menge; alle Substanzen, welche eine Verbindung mit diesem Gase eingehen, werden deshalb oxydiert, wenn solche Wasser mit ihnen in Kontakt kommen. Durch Sauerstoffaufnahme geht Magneteisen in Roteisenerz über, welches die Oktaëdergestalt des ersteren beizubehalten pflegt (Martit). Das Ausgehende ganzer Magneteisenlager in Brasilien, am Lake Superior, im Erzgebirge ist in solchen Martit verwandelt. Auf einem Oxydationsprozesse beruht ferner die Umwandlung des Spateisensteines (kohlensauren Eisenoxydules) in Brauneisenstein (Eisenoxydhydrat), wobei einerseits das Wasser die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem Eisen austreibt und selbst deren Stelle einnimmt, während zugleich das Eisenoxydul durch Aufnahme von Sauerstoff in Eisenoxyd übergeht. Es ist dies ein Vorgang, welchem die oberen Partieen aller Gänge und Lagerstätten des Spateisensteines unterworfen sind, deren Ausgehendes oft bis zu bedeutender Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt wurde, während in noch größerer Teufe der Spateisenstein unverändert geblieben ist. Die Oxydation beginnt an der Oberfläche der krystallinischen Aggregate, die lichtgelbe Farbe wird bräunlich, dunkelbraun und zuletzt selbst schwarz, allmählich schreitet diese Umwandlung in die Masse selbst und in die Tiefe vor. Der aus ihr hervorgehende Brauneisenstein ist porös, weil der Verlust der Kohlensäure den Betrag des aufgenommenen Wassers und Sauerstoffes übersteigt, sodass das ursprüngliche Volumen des Erzes um ungefähr ein Fünftel vermindert wird. Zuweilen bleibt die äußere Gestalt des Spateisensteines noch eine Zeit lang in dem Brauneisenstein erhalten, sodass letzterer die rhomboëdrische Gestalt des Spateisensteines, jedoch die sämtlichen übrigen Eigenschaften des Brauneisensteines besitzt. Beispiele für den beschriebenen Prozess liefert das in Brauneisenstein ver-

*) Das Gotthardtgebiet. Bern 1873. Anhydrit und Gyps. S. 119.

wandelte Ausgehende der Spateisensteinstöcke von Kärnthen, des Iberges im Harze, des Stahlberges im Thüringer Walde und vieler anderer Eisenerzlagerstätten. Auch der thonige Sphärosiderit gestaltet sich in thonigen Brauneisenstein um. Auf dieser Tendenz des Eisenoxydules, durch Aufnahme von Sauerstoff in höhere Oxydationsstufen überzugehen, beruht auch die Erscheinung, dass die durch Eisenoxydulsalze bedingte dunkelgrüne bis schwarze Färbung vieler Gesteine allmählich in eine rote oder braune übergeht. Ebenso unterliegt auch das Karbonat des Manganoxydules der höheren Oxydation, sodass sich der rosenrote Manganspat schon in den Mineraliensammlungen allmählich bräunt. Als Endprodukte dieses Prozesses resultieren Manganit, Psilomelan und Pyrolusit.

Fernere Oxydationsprozesse, wie sie innerhalb der Erdkruste vor sich gehen, sind die Umwandlung der Schwefelmetalle in schwefelsaure Metalloxyde (Vitriolisierung). Da alle Schwefelmetalle beim Zutritte sauerstoffhaltiger Gewässer allmählich diesem Schicksale verfallen, so würden Metallsulfate sehr häufig vorkommen, wenn nicht die meisten derselben leicht löslich in Wasser wären und von diesem fortgeführt würden. So wird Eisenkies zu Eisenvitriol, welcher durch weitere, eben beschriebene Oxydationsvorgänge in Brauneisenstein übergeht, wobei Schwefelsäure frei wird; diese wird von etwa in der Nähe befindlichem Kalkstein aufgenommen, so dass sich Gyps bildet, oder sie wird von den Wassern fortgeführt. Als ein Oxydationsprodukt der Blende resultiert Zinkvitriol, aus Kupferkies Kupfervitriol und Eisenvitriol, aus Bleiglanz Bleivitriol, aus Speißkobalt Kobaltvitriol. Aus Zersetzung der durch Oxydation aus den Schwefelmetallen entstehenden schwefelsauren Metalloxyde vermittelst Wassers, welches Karbonate von Alkalien oder Erden enthält, gehen durch Umsetzung Sulfate der letzteren und kohlensaure Metalloxyde hervor, indem die Alkalien oder alkalischen Erden die Schwefelsäure, die Metalloxyde hingegen die durch Zersetzung der Karbonate freigewordene Kohlensäure ergreifen. Auf diese Weise entstehen namentlich einerseits Weißbleierz, Malachit, Kupferlasur und Zinkspat, andererseits Gyps und Schwerspat. Endlich gehen aus der Zersetzung und Oxydation von Schwefelmetallen Metalloxyde hervor, welche dann das Muttermineral in Form eines feinen Überzuges inkrustieren, nach bergmännischer Ausdrucksweise aus ihm »herausgeblüht« sind. Auf diese Weise kommt Molybdänocker auf Molybdänglanz, Antimonocker und Antimonblüte auf Antimonglanz, Arsenikblüte auf Arsenikkies in genetisch bedingter Vergesellschaftung vor.

Aus dem Erdöl geht durch Aufnahme von Sauerstoff zuerst das zähe Erdpech und dann der feste, muschelig brechende Asphalt hervor, während dort, wo diese pflanzlichen und tierischen Zersetzungsprodukte Gesteine imprägnieren, infolge längeren Zutrittes atmosphärischer Luft eine voll-

kommene Oxydation des Kohlenstoffes in entweichende Kohlensäure stattfindet. Infolge davon bleichen die ursprünglich schwarzen, von Bitumen getränkten Gesteine an der Luft ziemlich rasch, so z. B. viele Brandschiefer und die Asphalt-Kalksteine von Limmer bei Hannover, deren Oberfläche vollkommen weiß wird, während das Innere der Gesteinsstücke schwarzbraun ist. Auch die stete Neubildung von Schwefelsäure aus Schwefelwasserstoff beruht auf einer Oxydation des letzteren.

4) Karbonatbildung durch Zersetzung von Silikaten.*)

Kohlensäurehaltige Wasser zersetzen die Silikate von Kalk, Kali, Natron, Eisenoxydul und Manganoxydul bei gewöhnlicher Temperatur, wobei Karbonate dieser Basen gebildet werden und Kieselsäure frei wird. An der Zusammensetzung der Hauptmasse der Erdkruste nehmen Feldspat, Augit, Hornblende einen bedeutenden Anteil. Diese bestehen aber aus kieselsaurer Thonerde oder kieselsaurer Magnesia nebst Alkali-, Kalk-, Eisenoxydul- oder Manganoxydulsilikaten und werden deshalb von der Kohlensäure der Sickerwasser zersetzt. Es resultieren Karbonate und zugleich wird Kieselsäure ausgeschieden, während die nur schwer angreifbaren Silikate von Thonerde und Magnesia nach Aufnahme von Wasser als wasserhaltige Silikate zurückbleiben. Das Brausen mit Säuren, welches man bei vielen ursprünglich keine Karbonate enthaltenden Diabasen, Basalten und Melaphyren beobachtet, deutet an, dass diese Umwandlung bereits begonnen hat. Die Produkte dieser letzteren, die Karbonate, werden von den Gewässern vollständig ausgelaugt und weggeführt, — ganz zersetzte Gesteine brausen daher nicht mehr mit Säuren. Die ausgeschiedene Kieselsäure ist im Wasser löslich und wird deshalb von letzterem zugleich mit den kohlensauren Alkalien und Erden fortgeführt. Als letzter, schwer angreifbarer Zersetzungsrückstand der ausgelaugten Gesteine bleiben die wasserhaltigen Silikate von Thonerde und Magnesia zurück. Diejenigen der Thonerde sind als Thon und Kaolin, die der Magnesia als Chlorit, Serpentin, Speckstein, Talk bekannt; diese sind demnach die zurückbleibenden, die Karbonate und Kieselsäure die weggeführten Produkte des Zersetzungsprozesses vieler gemengter krystallinischer Gesteine durch kohlensäurehaltige Sickerwasser. Gesteine, deren Bestandteile in diesem von der Oberfläche nach innen zu fortschreitenden Vorgange begriffen sind, befinden sich im Zustande der Verwitterung. Mit dieser geht eine Auflockerung der Felsmassen und endlich ein Zerfallen derselben zu Grus oder thonigem Sand Hand in Hand. Meist schreitet dieselbe nicht gleichmäßig, sondern auf Klüften und Rissen des Gesteines besonders rasch vor. Namentlich ist dies bei den Graniten und Syeniten der Fall, welche von einem Netze von Absonderungsklüften

*) Die einschl. Litteratur siehe: Roth, Allg. Geologie I. S. 112; S. 300.

durchzogen werden. Diesen folgt die Verwitterung, dringt von ihnen aus beiderseits in das Gestein ein und verwandelt dasselbe in mulmigen Grus (*g* Fig. 49). Als Kerne des so entstehenden Maschenwerkes von Verwitterungsprodukten bleiben rundliche Blöcke von noch festem, frischem Gestein übrig (*G*). Spülen dann die atmosphärischen Niederschläge die lockeren Zersetzungsrückstände weg, so verlieren die Klötze ihren Halt, stürzen nach den Lücken zwischen ihnen um und bilden nun ein oft gewaltiges Haufwerk von chaotisch aufeinander getürmten, rundlichen oder wollsackähnlichen Blöcken, die Felsenmeere (Fig. 50, Brocken im Harz, Luisenburg

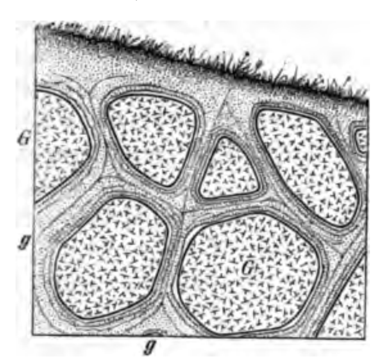




Fig. 49. Verwitterung des Granites. *G* = Granitkerne im mulmigen Granitgrus (*g*).



Fig. 50. Durch Wegwaschung des Gruses entstandenes Haufwerk von Granitblöcken.

und Kösseine im Fichtelgebirge, Odenwald, Böhmerwald, Pyrenäen), oder sie ragen in den je nach der Absonderung des Granites mannigfaltigst gestalteten Ruinenformen über die Oberfläche empor (Greifensteine im Erzgebirge, Schnarcher im Harz, Rudolfstein im Fichtelgebirge).

Auf geneigtem Untergrunde werden die Verwitterungsrückstände der in Zersetzung begriffenen Gesteine von den fließenden Gewässern weggespült (Denudation; siehe § 14). Ist dies wegen zu geringer Neigung der Erdoberfläche und deshalb mangelnden Gefälles nicht möglich, so bleiben sie als Grus, grandiger Lehm, sandiger, eisenschüssiger Thon liegen und bilden eine mit der Zeit an Mächtigkeit (in China, den Anden, California bis zu einer solchen von mehreren Hundert Metern) zunehmende Decke über dem frischen Gesteine (accumulierende Zersetzung).

Als die weitverbreitetsten Mineralien, welche dem oben beschriebenen Vorgange unterworfen sind, dürften zu nennen sein: Orthoklas, Oligoklas, Labrador, Hornblende, Augit und Olivin.

Der Orthoklas, ein Kalifeldspat, der häufigste Vertreter der Feldspatfamilie, ein Hauptbestandteil des Granites, Gneißes, Granulites, Syenites und vieler Porphyre, besteht aus 1 Atom Thonerde, 1 Atom Kali und 6 Atomen Kieselsäure, wobei jedoch fast immer ein kleiner Teil des Kali durch Natron, Kalk oder Eisenoxydul vertreten wird. Die als Kaolinisierung

bezeichnete Zersetzung des Orthoklases ist eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Sie beginnt auf der Außenseite des orthoklasführenden Gesteines und gewöhnlich auf der Oberfläche der Krystallindividuen und dringt von hier aus auf Blätterdurchgängen, Zwillingsnähten, Spältchen und Rissen in das Innere der Orthoklase vor. Diese verlieren zuerst ihren Glanz, werden matt, ihre fleischrote Farbe geht in eine weiße über, es bildet sich eine mit dem Fortschreiten des Prozesses an Dicke zunehmende Rinde; Spaltbarkeit, Härte und Zusammenhalt gehen verloren, aus dem festen krystallinischen Feldspat geht ein weißes, erdiges Thongestein, der Kaolin, hervor. Diese Umwandlung besteht darin, dass Kali nebst dem etwa in geringen Mengen vorhandenen Kalk, Natron und Eisenoxydul durch kohlensäurehaltige Wasser in Karbonate umgewandelt und ebenso, wie ein Teil der Kieselsäure, fortgeführt werden, das zurückbleibende Thonerdesilikat hingegen 2 Atome Wasser aufnimmt. Schematisch lässt sich der Kaolinisierungsprozess wie folgt darstellen:

	SiO^2	$(Al^2)O^3$	K^2O	H^2O
100 T. Orthoklas bestehen aus	64,63	18,49	16,88	—
Entführt werden	43,05	—	16,88	—
Aufgenommen werden . .	—	—	—	6,47
Es bleiben . . .	21,58	18,49	—	6,47 = 46,5 Kaolin.

So rein tritt indessen der Kaolin kaum auf, enthält vielmehr Reste des Mutterminerales in mehr oder weniger verändertem Zustande.

Die gelöste, aber oft nur auf geringe Entfernung entführte Kieselsäure hat zur Bildung von Konkretionen und Gängen von Opal, Chalcedon, Quarz und Hornstein Veranlassung gegeben, welche sich in den Kaolinablagerungen vielen Lokalitäten finden. Namentlich sind es die Granite und Porphyre, welche durch Zersetzung ihres Feldspatgemengteiles zuerst in ihrem inneren Gefüge gelockert werden, dann zu Grus zerfallen und endlich Anlass zur Bildung von Kaolinablagerungen geben. Aus Granit hervorgegangen, finden sie sich in großartigem Maßstabe z. B. bei Karlsbad, bei Schneeberg in Sachsen, bei Limoges in Frankreich, bei St. Austell in Cornwall; aus der Zersetzung des Porphyres resultieren die von Rasephas bei Altenburg, die von Morl und Trotha bei Halle u. a.

Der Sanidin, eine Varietät des Orthoklases, vertritt diesen letzteren in den jüngeren Eruptivgesteinen; er ist demnach ein Hauptbestandteil der Trachyte und Phonolithe und wird durch die nämlichen Zersetzungsprozesse, wie der Orthoklas der Porphyre und Granite, in Kaolin umgewandelt.

Der Oligoklas, Kalknatronfeldspat, bildet einen wesentlichen Gemengteil des Granites, Quarzporphyres, Gneißes und Trachytes, in welchen er neben Orthoklas, und des Diorites, Melaphyres, Andesites und Basaltes, in

welchen er ohne jenen vorkommt. Der Oligoklas verfällt der Kaolinisierung noch schneller als der Orthoklas, deshalb liegen oft in ein- und demselben Handstücke neben noch vollkommen unzersetzten und deshalb stark glänzenden Orthoklasindividuen solche von bereits matten, erdigen, also schon im Zustande der Verwesung begriffenen Individuen des Oligoklases. Die demselben bei seiner Kaolinisierung entführten Karbonate sind diejenigen von Natron und Kalk.

Labrador, Natronkalkfeldspath, ist ein Hauptgemengteil vieler Diabase, des Gabbros und Hypersthenites, sowie gewisser Dolerite und Basalte. Seiner Kieselsäure-Armuth und seines Kalkreichtums wegen ist der Labrador der am leichtesten zersetzbare aller größere Verbreitung besitzenden Feldspäte. Namentlich ist es die Kalkerde, welche durch die Kohlensäure des Sickerwassers bis zum gänzlichen Verschwinden aus ihrer Verbindung mit der Kieselsäure ausgeschieden und weggeführt wird, erst dann scheint die Zersetzung des Natronsilikates und die Auslaugung des entstehenden Karbonates zu beginnen.

Der thonerdehaltige Augit bildet einen wesentlichen Bestandteil des Diabases, Melaphyres, Andesites, Dolerites und Basaltes. Durch kohlensäurehaltige Gewässer wird demselben zunächst Kalk, ferner Magnesia und Eisenoxydul entzogen, dagegen wird Wasser aufgenommen, sodass nur ein wasserhaltiges Thonerdesilikat zurückbleibt. Da aber ein großer Teil des Eisenoxydules als Eisenoxydhydrat wieder ausgeschieden wird, so wird der bleibende Rückstand von einem eisenschüssigen Thon gebildet. Sehr häufig (namentlich in Diabasen) ist die Umwandlung der Augite in grüne, faserige oder schuppige, wasserhaltige Thonerde-, Magnesia-, Eisenoxydulsilikate, und zwar in Grünerde, Chlorit, Aphrosiderit, Grengesit, Viridit, welche auf der gänzlichen oder teilweisen Entführung des Kalkes und dem Zutritt von Wasser, in gewissen Fällen (Grünerde) auch von Alkalien und Eisenoxyden beruht. Bei den Augiten der Diabase wird dieser Prozess dadurch eingeleitet, dass sich an den Rändern der Augitkrystalle und auf den Sprüngen, welche letztere in Menge durchziehen, eine lauchgrüne, vorherrschend schuppige, selten faserige Substanz (Chlorit, Viridit) bildet, zugleich aber sich in den Spältchen und zwischen den Zwillingslamellen der benachbarten Plagioklase, ferner auf den Rissen des Quarzes ansiedelt. Bei weiterer Umwandlung des Gesteines nimmt das chloritische Mineral auf Kosten des Augites an Masse und Verbreitung zu, so dass vom Augite nur noch rudimentäre Krystallbrocken übrig bleiben. Schließlich verschwinden auch diese vollständig und werden durch dunkelgrüne Chloritmaterie ersetzt. Letztere tritt dann oft als förmliche Pseudomorphose nach Augit auf. Hand in Hand mit diesem Prozesse geht die Ausscheidung von Magneteisenerz.

Zu ganz ähnlichen Resultaten führt die vollständige Zersetzung der

thonerdehaltigen Hornblende. Durch Fortführung des Kalkes und der Magnesia, Aufnahme von Wasser und Umwandlung des Eisenoxyduls in in Eisenhydroxyd entsteht als Residuum ein eisenschüssiger Thon, — durch Entfernung des Kalkes und Wasseraufnahme Chlorit, durch Entführung der Magnesia und Ausscheidung von Quarz und Kalkspat Epidot, — durch Abgang der Thonerde und des Kalkes, ferner eines Teiles des Eisens, sowie Wasseraufnahme Serpentin. Ganze Lager des letzteren Gesteines in den Vogesen, in der Oberpfalz, im sächsischen Granulitgebirge, im Böhmerwalde u. a. O. sind auf diese Weise aus Amphibol- oder aus Pyroxengesteinen hervorgegangen.*)

Olivin, ein Magnesia-Eisenoxydulsilikat mit 40,98 Kieselsäure, 49,18 Magnesia und 9,84 Eisenoxydul, ein Bestandteil des Basaltes, der Melaphyre, des Forellensteines, gewisser Gabbros und Diabase, namentlich aber des Olivinfelses und Lherzolithes, versetzt sich ziemlich rasch in ein wasserhaltiges Magnesiasilikat, den Serpentin.**) Diese Umwandlung beruht auf der Aufnahme von Wasser und gleichzeitiger Ausscheidung des Eisens, welches sich als Oxyd, Oxydul oder Oxyduloxyd wieder ablagert. Die einzelnen Stadien dieses Serpentinisierungsprozesses des Olivines lassen sich an Dünnschliffen olivinhaltiger Gesteine mit dem Mikroskop auf das genaueste verfolgen. Da die Umwandlung naturgemäß von außen beginnt, und nach innen fortschreitet, so ergreift sie zuerst den Rand des Olivinkornes und verwandelt dieses ursprünglich vollkommen klare, licht grünlichgraue Mineral in eine dunkelgrüne, grasgrüne oder bräunliche Substanz von meist feinfaseriger Struktur, welche, den Spalten und Rissen folgend, die das Mineral durchziehen, sich nach dem Innern desselben fortpflanzt (Fig. 51). Da der Angriff von allen sich wirr kreuzenden Kapillarspalten und den Rändern aus gleichzeitig beginnt, so sieht ein solcher Olivin maschig aus; nur die Zentren jeder Masche sind dann noch Olivin, das Netz ist Serpentin (Fig. 52). Von den Spältchen aus verbreitet sich die Serpentinisierung allmählich über die ganze Mineralsubstanz, während zugleich der Rand rötlichgelb wird. In Dünnschliffen von Basalt, Melaphyr, Serpentin u. a. Gesteinen

---

* Weigand. Tschermak's min. Mitt. 1875. S. 183. — Hochstetter. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1854. S. 1. — G. Schulze. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1883. S. 433. — H. Credner. Das sächs. Granulitgebirge. Leipzig 1884. S. 29. — Dathe. N. Jahrb. f. Min. 1867. S. 225 und 337. 1883. II. S. 89.

**) Volger. Entwickelungsgeschichte der Talkglimmerfamilie. 1855. S. 283. — Sandberger. N. Jahrb. f. Min. 1865. S. 449; 1866. S. 385; 1867. S. 171; 1871. S. 621. — Tschermak. Sitzber. d. Wien. Akademie d. Wiss. 1867 (B. 56). S. 283. — Zirkel. Mikrosk. Beschaff. d. Mineral. u. Gest. 1873. S. 308. — Rosenbusch, Mikrosk. Physiographie der petr. wichtigen Mineralien 1885. S. 557. — Rieß. Zeitschr. für die ges. Naturw. 1879. (Bd. LII.) S. 1. — Eichstädt. Geol. Fören. i. Stockholm Förh. 1884. VII. S. 333. u. A.

ist dieser Serpentinisierungsprozess des Olivines ungemein häufig zu beobachten. Auch makroskopisch lässt sich die Umwandlung des Olivines in Serpentin und zwar am vortrefflichsten an den bekannten Olivinkrystallen von Snarum in Norwegen verfolgen. Diese Krystalle bestehen, nach Volger, aus

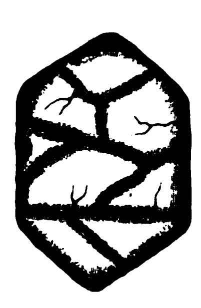


Fig. 51. Ein in Serpentinisierung begriffenes Olivinkorn. Nach *Zirkel.*

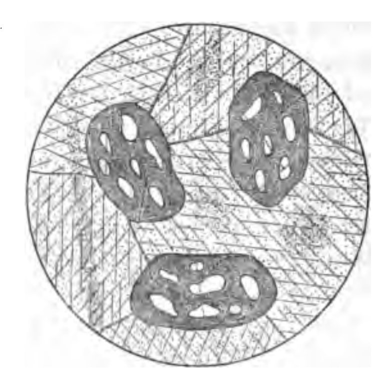


Fig. 52. Krystallinischer Kalk mit Körnern von Serpentin, letztere mit Resten von frischem Olivin. Nach *Zirkel.*

einer äußeren Rinde von gelblichgrünem, lauchgrün geflecktem Serpentin, von welcher aus haarfeine zum Teil sich gabelnde, wiederum scharende Serpentintrümer in die Kernmasse des Krystalles verlaufen, sodass sie ein körperliches Netz bildet, welches lauter Körner eines glashellen Olivines umfasst. Jedes dieser Körner ist wiederum von zahllosen noch feineren Rissen durchsetzt, welchen eine unendlich zarte Lage opaker Serpentinsubstanz entspricht, und welche allmählich auf Kosten des Olivines mehr und mehr an Breite zunehmen und denselben schließlich aufzehren. Dann ist der Serpentinisierungsprozess des Olivinkrystalles vollendet. Zahlreiche ausgedehnte und mächtige Lager von Serpentin sind aus derartiger Umwandlung olivinreicher Gesteine hervorgegangen; in vielen von ihnen, so in denen von Zöblitz, Niederschlesien, Todtmoos, Feistritz, Kraubat, Matrey, Brünn u. a. O.) sind die Beweise ihrer Entstehung aus olivinreichen Gesteinsarten dadurch gegeben, dass sich in ihnen noch Olivinkörnchen erhalten haben.

Der Zersetzungsprozess der letztgenannten Gesteinsgemengteile, also von Kalknatronfeldspat, Augit und Olivin durch die Tagewasser geht in großartigem Maßstabe in dem wesentlich aus jenen drei Mineralien zusammengesetzten Basalte vor sich.*) Die kohlensäurehaltigen Wasser dringen in die anscheinend dichte Basaltmasse und beginnen die in deren Gesteins-

*) J. Roth. Umwandlung des Basaltes zu Thon. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. 1865. S. 594. — E. Laufer. Beiträge z. Basaltverwitterung. ebend. 1878. S. 67.

elementen enthaltenen Silikate von Kalk, Natron, Kali und Eisenoxydul in Karbonate umzuwandeln. In diesem Zustande braust der Basalt bei Berührung mit Säuren. Anhaltende Zirkulation der Sickerwasser in diesem karbonathaltigen Gesteine bedingt die allmähliche Auslaugung der letzteren, zugleich aber eine teilweise Fortführung der aus ihren Verbindungen ausgeschiedenen Kieselsäure. Dann beginnt auch die Zersetzung der kieselsauren Magnesia und die Fortführung des entstehenden Karbonates. Den Rückstand bildet die kieselsaure Thonerde, welche Wasser aufgenommen hat, die übrige Kieselsäure und das aus Oxydation des Eisenoxydules oder Eisenoxydoxydules hervorgegangene Eisenoxyd; sie repräsentieren als eisenschüssiges wasser- und zum Teil auch noch magnesiahaltiges Thonerdesilikat (Basaltwacke und Wackenthon) das Residuum des Zersetzungsprozesses des Basaltes, welcher ursprünglich bestand aus: 43—50 Kieselsäure, 14—16 Thonerde, 11—15 Eisenoxydul und Eisenoxyd, 10—12 feuchter Kalk, 4—9 Magnesia, 1—2 Kali, 3—5 Natron, 1—2 Wasser.

Auf ähnliche Weise entsteht der Laterit (S. 121) durch accumulierende, stetig in die Tiefe fortschreitende Zersetzung der krystallinischen Gesteine feuchter Tropenregionen.

Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, dass das Wasser in der vielfältigsten und erfolgreichsten Weise bestrebt ist, **dem Gebirgsinneren Material zu entziehen.** Viele Mineralsubstanzen löst es direkt (Steinsalz, Kalkstein), andere, die ihm widerstehen, wandelt es vorher in lösliche um (Schwefelkies in Eisenvitriol, Kupferkies in Kupfer- und Eisenvitriol, Anhydrit in Gyps), um sie dann zu entführen, noch andere schwer lösliche zersetzt es mittelst seines Kohlensäuregehaltes und bemächtigt sich aller dann löslichen Elemente (der Alkalien des Kalkes, des Eisenoxydules und eines Teiles der Magnesia und der Kieselsäure der Feldspäte, Hornblenden und Augite), sodass wenigstens eine teilweise Entführung des ursprünglichen Gesteines stattfindet. Kurz überall tritt die Tendenz des Wassers hervor, entweder die Gesteinselemente direkt zu lösen, oder nach Zersetzung unlöslicher Verbindungen wenigstens einen Teil derselben zu entführen. Gewisse Reaktionen gegenseitig auf einander einwirkender Minerallösungen verzögern freilich diesen Prozess der Auslaugung dadurch, dass von neuem schwer lösliche Verbindungen entstehen. Dieser Umstand tritt z. B. ein, wo kieselsaure Alkalien mit schwefelsaurer Magnesia oder Chlormagnesium in Berührung gelangen, wobei kieselsaure Magnesia gebildet wird, ferner wo durch Schwefelwasserstoff aus kohlensauren und kieselsauren Metallsalzen Schwefelmetalle gefällt werden. Solche Vorgänge halten den Auslaugungsprozess, welchem die Erdkruste unterworfen ist, zwar auf, gleichen ihn aber bei weitem nicht aus. In den wasserhaltigen Silikaten der Thonerde und Magnesia sehen wir die nur in geringem Maße angreifbaren, nicht aber

die gänzlich unlöslichen Rückstände des Extraktionsprozesses der Gesteine vor uns.

Die Lösungen, in welche die ursprünglich reinen Sickerwasser durch letzteren umgewandelt werden, sind hauptsächlich solche der

Karbonate von Kali, Natron, Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Manganoxydul;

Sulfate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Kupferoxyd und anderen selteneren Metallen;

Silikate von Alkalien, Kalk, Magnesia, Thonerde, Eisenoxyden;

Kieselsäure;

Chlornatrium und andere Chlorüre, sowie Fluoralkalien.

Diese Lösungen werden zum Teil, ohne weitere Veränderungen zu erleiden und ohne neue Verbindungen und Zersetzungen einzugehen, als Mineralquellen zu Tage oder in unterirdische Hohlräume treten und dort durch Verlust eines Teiles der Kohlensäure oder durch Verdunstung des Wassers ihre Bestandteile wieder absetzen. Andere jener Lösungen aber leiten durch ihr Zusammentreffen direkt neue chemische Vorgänge entweder gegenseitig unter sich oder durch Einwirkung auf feste Mineralsubstanzen ein, wobei dem Spiel der chemischen Wahlverwandtschaften ein weites Feld eröffnet ist.

§ 4. **Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen.** Wenn die durch Auslaugung des Gebirgsinneren von Seiten reiner oder kohlensäurehaltiger Wasser entstandenen Mineralsolutionen mit atmosphärischer Luft in Berührung gelangen, verdunstet ein Teil des Wassers oder der Kohlensäure und die aufgelösten Mineralsubstanzen scheiden sich zum Teile aus. Zu diesem Vorgange bietet sich innerhalb der Erdkruste in Spalten, Höhlen und Drusenräumen Gelegenheit.

Die Mineralabsätze in Drusen- und Blasenräumen haben deshalb eine große Bedeutung, weil sie ein Bild der Zersetzungs- und Auslaugungsprozesse geben, welche innerhalb des Gesteines, in dem sie auftreten, vor sich gehen. Am lehrreichsten sind deshalb die Mandelsteinbildungen in zusammengesetzten krystallinischen Gesteinen wie Melaphyr, Basalt, Phonolith, Diabas. Die Blasenräume der Melaphyre sind von Grünerde, Chalcedon, Quarz, Amethyst, Zeolithen, Prehnit und Kalkspat ausgefüllt oder inkrustiert. Gewöhnlich bildet die Grünerde eine feine Rinde, welche die Wände des Hohlraumes auskleidet. Es müssen deshalb die Gesteinsgemengteile, welche Eisenoxydul- und Magnesiasilikate enthalten, zuerst zersetzt, nebst Thonerdesilikaten fortgeführt und zur Bildung jener Rinde verwandt worden sein. In diesem Falle ist also die Zersetzung des Augites, von welchem jene Silikate stammen müssen, der des Plagioklases vorausgegangen. Dann wurden letzterer und die übrigen Kalksilikat enthaltenden Gesteinselemente unter Bildung von Kalkkarbonat zersetzt, welches, falls eine genügende

Menge kohlensäurehaltigen Wassers vorhanden war, ausgelaugt, in die Blasenräume geführt und dort abgesetzt wurde, sodass diese nicht selten vollkommen von Kalkspat ausgefüllt sind. Wurde jedoch die ganze Kohlensäure von der Zersetzung der Silikate absorbiert, so führten die Gewässer die durch letzterwähnten Prozess freigewordene Kieselsäure weg und den Blasenräumen zu, auf deren Wänden sich die Solution ausbreitete. Verdunstete das Wasser, so schied sich die Kieselsäure aus und bildete dünne, konzentrische Chalcedonlagen von verschiedener Färbung. Trat später ein schnellerer Zufluss von sich fortwährend erneuernder Kieselsäuresolution ein, welche den Raum innerhalb der Chalcedonkruste ganz ausfüllte, so wurde die Verdunstung außerordentlich beschränkt und die Möglichkeit zur Ausscheidung vollkommener Quarz- oder Amethyst-Krystalle gegeben, wie sie häufig das Innere der Chalcedondrusen erfüllen. Auf die Absätze der kieseligen Substanzen folgen die der Zeolithe, so des Natrolith, Skolezit, Desmin, Stilbit, Analcim, Chabasit. Sie verdanken ihr Material den Silikaten von Kalk, Natron, Kali und Thonerde, welche bei der Zersetzung der Silikatgesteine von Seiten der Gewässer nicht vollständig in Karbonate umgewandelt, sondern z. T. als Silikate fortgeführt wurden, und bestehen gewissermaßen aus regenerierter, wasserhaltiger Feldspatsubstanz. Deshalb finden sich diese Zeolithe nur in den Hohlräumen von Gesteinen, welche leicht zersetzbare Feldspäte enthalten, nicht aber in Orthoklasgesteinen wie Granit und Quarzporphyr. Aus diesem Grunde kommen auch natron- und kalkhaltige Zeolithe häufiger vor als kalihaltige.

In den Phonolithen widersteht zwar der Sanidin als Kalifeldspat der Zersetzung hartnäckiger, dahingegen begünstigen zwei andere natronreiche und sehr leicht zersetzbare Gemengteile, der Nephelin und Nosean, die Bildung von Zeolithen und zwar namentlich von Natrolith, welcher begleitet von Desmin, Apophyllit, Chabasit, Analcim, Kalkspat und Hyalith fast überall, wo Phonolithe auftreten, die Drusen- und Spaltenräume dieses Gesteines auskleidet, während deren Umgebung oft förmlich ausgelaugt erscheint.*)

Ebenfalls sehr reich an Mineralabsätzen, die von der Zersetzung und Auslaugung des Nebengesteines herstammen, sind die Hohlräume der mandelsteinartigen Basalte. In ihnen haben sich Chalcedon, Opal, Hyalith, Quarz, Amethyst, Kalkspat, Aragonit, Sphärosiderit, Dolomitspat, Grünerde, Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Laumontit, Prehnit und andere Silikate angesiedelt. An sehr vielen Punkten ist der verwitternde Basalt reich an Schnüren, Mandeln und Nestern von reinem kohlensaurem Kalke, also Kalkspat und Aragonit, während Silikate fehlen;

---

*) E. Bořický. Petrogr. Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens. Prag 1874. S. 75—85. Vergl. auch C. v. Eckenbrecher in Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1880. S. 1.

hier war demnach die Bildung und Fortführung von Kalkkarbonat durch kohlensärehaltige Wasser der ausschließliche, bei dem Vorwalten der Zeolithe jedoch die Auflösung der unzersetzten Silikate der wesentliche Vorgang, während dort, wo Chalcedone und Quarz die Hauptausfüllungsmasse bilden, an Kohlensäure arme Wasser die durch Zersetzung der Silikate freigewordene Kieselsäure fortführten und ausschieden.*)

In den Diabasmandelsteinen wird die Ausfüllung der Blasenräume namentlich von Kalkspat, Eisenhydroxyd, Delessit und Quarz gebildet, welche aus den leicht zersetzbaren Plagioklasen und Augiten dieses Gesteines herrühren.

Ähnliche Neubildungen von Mineralien und zwar namentlich von Zeolithen, wie sie in den Blasenräumen der in Zersetzung begriffenen vulkanischen Gesteine sich vollziehen, sind von Daubrée aus dem Mauerwerke altrömischer Bäder, z. B. von Plombières in den Vogesen beschrieben worden.**) Hier haben sich in den Poren, Höhlungen und Klüften der von den vorzüglich silikathaltigen Thermalwassern durchströmten Ziegelsteine und des Mörtels, ganz ähnlich wie in den Melaphyr-, Phonolith- und Basaltmandelsteinen, Krystallgruppen und Aggregate von Chabasit, Harmotom, Mesotyp, Apophyllit, Gismondin, Kalkspat und Aragonit, ferner Inkrustate von Opal, Hyalit und Chalcedon angesiedelt.

Ganz ähnlich wie in Drusenräumen konnten die dem Gebirgsinneren entstammenden Solutionen ihren Mineralgehalt in **Spalten** absetzen. Durch allmähliche Ausfüllung der letzteren entstehen Mineralgänge. Diese führen entweder nur Kalkspat, Quarz, Schwerspat oder Flußspat, oder aber neben diesen, ja selbst ausschließlich Erze, von welchen die des Eisens, Bleies und Kupfers die gewöhnlichsten sind. Der Kalkspat stammt entweder von der direkten Auflösung der Kalksteine (daher die Häufigkeit von Kalkspat in Spalten der Kalksteinformationen) oder von der Zersetzung der Kalksilikate des Nebengesteines. Der Quarz ist ein Absatz aus Gewässern, welche sich bei dem letzterwähnten Prozesse mit der freiwerdenden Kieselsäure beladen. Der Schwerspat dürfte sich meist aus Lösungen von kohlensaurem Baryt, welche mit Sulfate führenden Gewässern zusammenkamen, ausgeschieden haben. Das Barytkarbonat in den Sickerwassern ist z. T. aus dem Barytgehalte vieler Feldspäte zu erklären (nach Sandberger enthält der Orthoklas des Schwarzwald-Gneißes und -Granites 0,22—0,81%, der des Karlsbader Granites 0,48% Baryt). Der Fluß-

---

*) E. Bořický. Petrogr. Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873. S. 238—269.

**) A. Daubrée. Experimental-Geologie. Deutsch von A. Gurlt. Braunschweig. 1880. S. 138—164.

spat gelangt in die Gangspalten dadurch, dass kohlensaure Alkalien die zufälligen Flußspatgemengteile des Nebengesteines] zersetzten, wodurch sich Fluoralkalien bildeten, welche als Lösung in die Spalten geführt und hier, falls sie mit Kalksilikaten in Berührung kamen, die Ausscheidung von Flußspat veranlassten. Übrigens ist dieses Mineral auch in 26 923 Teilen reinen Wassers löslich und kann deshalb auf direktem Wege zum Absatze in Spalten gelangen. Ebenso wie in Mandel- und Drusenräumen können auch Silikate und zwar namentlich Zeolithe, in Gängen auftreten, wohin die Elemente zu ihrer Bildung in gelöstem Zustande geführt werden. So sind die Andreasberger Silbererzgänge reich an Harmotom, Apophyllit, Analcim, Stilbit und Desmin, die Kupfergänge am Lake Superior in Nord-Amerika an Apophyllit, Analcim, Prehnit und Laumontit.

Wie Quarz für sich allein, so krystallisiert er auch in Verwachsung mit Orthoklas aus wässeriger, dem Nebengestein entstammender Lösung aus, z. B. auf der Oberfläche der in Zersetzung begriffenen Porphyrgerölle des Kohlenkonglomerates bei Euba unweit Chemnitz,*) — ja es können auch krystallinisch körnige Aggregate von Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Glimmer und Turmalin aus mineralhaltigen Sickerwassern in Spalten zur Ausscheidung gelangen und entweder die Wände derselben inkrustieren, oder sie durch vollständige Ausfüllung zu granitartigen Gängen umgestalten. Solche granitähnliche Gangsekretionen, wie sie in dem sächsischen Granulitgebirge,**) im Riesengebirge,***) auf der Insel Elba,†) in den nordamerikanischen Gneißen††) aufsetzen, zeichnen sich durch ihre den Erzgängen ganz analogen Strukturverhältnisse, namentlich durch die stengelige, bandförmige oder kokardenartige Anordnung der Gemengteile, sowie durch ihren Reichtum an Drusenräumen aus, welche letztere dem Orthoklas, Quarz, Turmalin und Glimmer Gelegenheit zur Ausbildung freier Krystallenden gewährten.

Das Auftreten von Erzen in Gangspalten ist dadurch bedingt, dass lösliche Metallsalze durch Gewässer in jene geführt und darin, falls sie mit gewissen anderen Substanzen zusammentreffen, als schwerlösliche Schwefelmetalle und Metalloxyde abgeschieden werden. Die Silikate von Zink, Kupfer, Nickel und Silber sind in reinem, kieselsaures Blei in kohlensaure Alkalien haltigem Wasser löslich. Kommen daher diese Silikate in den Gebirgsgesteinen vor, so können sie durch Gewässer in die Gangspalten geführt werden. Dass ersteres in der That der Fall ist, haben Sandberger's

---

*) Knop. N. Jahrb. f. Min. 1859. S. 595. — Volger, ebendort 1861. S. 1.

**) H. Crd. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1875. S. 104—223.

***) F. Klockmann, ebendort. 1882.

†) G. vom Rath, ebendort. 1870. S. 644.

††) St. Hunt. Americ. Journ. 1871. Vol. I. S. 82. 182; 1872. Vol. III. S. 115.

Untersuchungen gelehrt,*) der in den Glimmern, Hornblenden, Augiten zahlreicher krystallinen Gesteine kleine Mengen von Kupfer, Blei, Kobalt, Nickel, Wismuth, Silber, Arsen, Antimon und Zinn nachwies, die nur als Silikate in den betreffenden Gesteinsgemengteilen enthalten sein können, ähnlich wie die viel reichlicher vorhandenen Silikate von Eisen und Mangan. Die Auslaugung aller dieser Silikate wird dadurch erleichtert, dass kohlensäurehaltige Wasser diese Silikate zersetzen und die so gebildeten Karbonate mit der ausgeschiedenen Kieselsäure in die Spaltenräume bringen. Endlich können sich auch durch Oxydation von im Nebengestein eingesprengten Schwefelmetallen schwefelsaure Metalloxyde (Eisen-, Kupfer-, Zink-, Nickel-, Kobaltvitriol) bilden und, weil außerordentlich leicht löslich, den Spalten zuströmen. Hier fand also einerseits eine Ansammlung von Silikaten, Karbonaten und Sulfaten von Metalloxyden statt, auf der anderen Seite war die Möglichkeit des Zutrittes von Schwefelwasserstoff haltigen Gewässern geboten. Fand dieses Gas Zutritt zu den Metallsalzsolutionen, so schieden sich Schwefelmetalle aus. Das so häufige Vorkommen zusammengesetzter Schwefelmetalle setzt voraus, dass auch in den Gewässern mehrere Metallsalze in gemeinschaftlicher Lösung waren. Wo es in Spalten an Schwefelwasserstoff fehlte, da schieden sich die Erze nicht als Schwefelmetalle, sondern, wenigstens manche derselben, als schwerlösliche Metallsalze, als Karbonate und Phosphate oder in Verbindung von Metallsäuren aus, oder sie kamen gar nicht zum Absatze, sondern wurden in wässeriger Lösung fortgeführt. So sind die Gänge von Brauneisenstein und Spateisenstein entstanden. Kohlensaures Eisenoxydul ging aus der Zersetzung der Silikate dieses Metalles hervor und wurde in die Gangspalten geführt, wo es sich, je nachdem die atmosphärische Luft Zutritt hatte oder nicht, als Eisenoxydhydrat (Brauneisenstein) oder als kohlensaures Eisenoxydul (Spateisenstein) absetzte, während durch Beimischung von schwefelwasserstoffhaltigem Wasser Schwefelkies resultierte. — Die beschriebene Entstehungsweise gewisser Erzgänge durch Extraktion des direkten Nebengesteines ist jedoch nicht auf die Genesis sämtlicher Gäneg auszudehnen.**) Viele der letzteren dürften vielmehr Mineralquellen, welche aus größerer Tiefe und Entfernung stammen und dort bereits auslaugend auf die durchsickerten Gesteine eingewirkt haben, ihren Ursprung verdanken.

In ganz analoger Weise wie auf Spalten konnten die mit Mineralsubstanzen beladenen, unterirdisch zirkulierenden Gewässer auf **Höhlen** treffen

---

*) Sandberger. Berg. u. Hüttenm.-Zeit. 1877. No. 44 u. 45. 1880. No. 38; Zeitschrift d. D. geol. Ges. 1880. S. 350; Untersuch. über Erzgänge I. 1883. II. 1885.

**) Vergleiche Stelzner. Zeitschrift der Deutsch. geolog. Gesellsch. 1879. S. 644. N. Jahrb. für Min. 1881. II. S. 208; Bg. u. Hüttenm.-Zeit. 1880. No. 3; Festschrift d. Isis 1885. S. 46.

und hier einen Teil ihrer Last absetzen. Am gewöhnlichsten war dies mit Lösungen von doppeltkohlensaurem Kalke der Fall, aus welchen sich bei der Verdunstung des Wassers oder nach Verdrängung der halb gebundenen Kohlensäure durch die atmosphärische Luft kohlensaurer Kalk als Tropfstein ausscheidet.*) Dieser bildet dort, wo die Solution ziemlich reichlich fließt und sich auf den Wandungen der Höhle ausbreitet, mehr oder weniger dicke Inkrustationen (Deckensinter), an Punkten aber, an denen die Wassertropfen so langsam fallen, dass sie an der Höhlendecke hängen



Fig. 53. Tropfsteingebilde der Adelsberger Höhle in Krain.

bleiben, bis sich ein Teil des Kalkspates ausscheidet, resultieren eiszapfenartige Gebilde von Kalksinter, die Stalaktiten. An den Stellen, wo die fallenden Tropfen aufschlagen, findet der Absatz des letzten, bis dahin noch in Lösung befindlichen Restes von kohlensaurem Kalke statt, der zur Bildung von Stalagmiten Veranlassung giebt. Diese wachsen allmählich in die Höhe, also den Stalaktiten entgegen, bis sie sich zuweilen mit diesen vereinen und dann Kalksintersäulen (Orgeln) bilden. Nicht immer ist es rhomboëdrischer kohlensaurer Kalk, Kalkspat, welcher auf diesem Wege zum Absatze gelangt, sondern zuweilen auch, und zwar wahrscheinlich infolge der Verunreinigung der ursprünglichen Lösung durch fremdartige Substanzen, Aragonit. Dies ist namentlich in der Höhle von Antiparos der Fall. Höhlen im Kalksteingebirge, in welchen sich Stalaktiten finden, sind außerordentlich häufig. Jede derselben ist ein lehrreiches Beispiel dafür, dass Gewässer, welche durch Spalten und Klüfte des Kalksteines sickern, mit Hilfe freier Kohlensäure kohlensauren Kalk auflösen und denselben in Hohlräumen infolge langsamer Verdunstung des Wassers und der Kohlensäure wieder absetzen. Seltener sind die Fälle, wo in Höhlen Schwefel-

*) F. Senft. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1861. S. 263.

metalle in ähnlicher Weise wie in Spalten zur Ablagerung gelangten. Die großartigsten hierher gehörigen Vorkommnisse sind die Bleiglanz-, Schwefelkies- und Zinkblendeabsätze in den Höhlen des dolomitischen Silurkalkes der Bleiregion am oberen Mississippi, an deren Wandungen sie nicht nur als fußdicke Krusten auftreten, sondern auch in liniendicken Lagen mit Kalksinter abwechselnd die regelmäßigsten Stalaktiten bilden, welche dann auf dem Querbruche lauter konzentrische Ringe jener Erze und zwischen diesen solche von Kalksinter zeigen. Ganz ähnliche Höhleninkrustate und z. T. zapfenartig herabhängende Stalaktiten von Bleiglanz und Blende finden sich in den im triadischen Dolomit aufsetzenden Erzlagerstätten von Raibl in Kärnthen.*) Ebenfalls verhältnismäßig seltene Erscheinungen sind die von krystallisierten Mineralabsätzen und zwar vorzüglich von Bergkrystall ausgekleideten Höhlen im Granite, die sogenannten Krystallkeller. Sie finden sich z. B. im Granite der Alpen, namentlich in Savoyen und der Schweiz. Besonders berühmt sind die Krystallhöhlen des Zinkenstockes im Berner Oberlande und jene des Viescher Thales und von Naters in Oberwallis, welche letztere Quarzkrystalle von mehr als einem Meter Durchmesser geliefert hat.

§ 5. **Mineralquellen und deren Absätze.****) Diejenigen in Lösung befindlichen Mineralsubstanzen, welche weder in Blasenräumen, noch in Höhlen oder Spalten zum Absatz gelangten, führen die Quellen der Erdoberfläche zu, auf welche die Wasser ursprünglich als reines Regenwasser niedergefallen waren, um jetzt nach zurückgelegter unterirdischer Laufbahn als Mineralquellen zu derselben zurückzukehren. Hier angelangt entledigen sie sich fast aller ihrer Bestandteile. Am reichsten an solchen sind (abgesehen von den S. 169 besprochenen heißen Quellen) die Sauerquellen, welche in der Kohlensäure ein außerordentlich wirksames Lösungs- und Zersetzungsmittel besitzen, während die gewöhnlichen Quellen viel weniger mineralische Substanzen mit fortführen. Sehr selten finden sich Quellwasser, welche nicht wenigstens Spuren von Chlorüren, in den meisten Fällen von Chlornatrium, neben diesem von Chlorkalium und Chlormagnesium zeigen. Es ist dies selbst bei solchen der Fall, welche aus Granit, Porphyr, Syenit, Basalt und Trachyt emporbrechen. Quellen, welche einen so bedeutenden Prozentsatz von Chlornatrium aufgelöst enthalten, dass sie sich zur Gewinnung von Kochsalz eignen, bezeichnet man als Solquellen. Neben Chlorüren sind Brom- und Jodverbindungen als Bestandteile vieler Mineralquellen bekannt, dasselbe gilt von Fluoralkalien und Fluorcalcium. Die Schwefelquellen enthalten Schwefelwasserstoff, da-

*) Pošepny. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1873. S. 317.

**) Spezielleres bezüglich § 5 u. 6, namentl. erschöpfende Zusammenstellungen von Analysen siehe in Roth. Allgem. u. chem. Geologie. I. 1879. S. 437—621.

neben meist noch Schwefelnatrium, Schwefelcalcium, Sulfate, Karbonate, Chloride u. a. Von Sauerstoffsalzen sind doppeltkohlensaurer Kalk, doppeltkohlensaure Magnesia, kohlensaures Kali, Natron und Eisenoxydul die häufigsten; sie resultieren zum großen Teile aus der Zersetzung von Silikatgesteinen. Die Großartigkeit dieses Prozesses geht aus Folgendem hervor: 10 000 Pfund Wasser eines Säuerlinges, welche nur 1,3 Pfund kohlensaures Natron (eine verhältnismäßig sehr unbeträchtliche Menge) enthalten, mussten zur Erlangung dieses letzteren 6,5 Pfund Natronfeldspat zersetzen. Eine derartige Mineralquelle, welche (wie z. B. eine solche in der Umgebung von Burgbrohl) in 24 Stunden 76 362 Pfund Wasser liefert, verlangt daher für diese Zeit die vollständige Zersetzung von 49,6, mithin für ein Jahr von 19104 Pfund Natronfeldspat, um die in ihm enthaltene Menge von kohlensaurem Natron erwerben zu können. Da nun die Zahl der kohlensaure Alkalien führenden Säuerlinge außerordentlich bedeutend ist, so kann man auf die enorme Tragweite des durch sie eingeleiteten Zersetzungsprozesses schließen. Die meisten der Kalk- und Magnesiakarbonat haltigen Quellen entstehen durch direkte Extraktion des Kalksteines und Dolomites, sind deshalb in Gegenden, an deren Aufbau die genannten Gesteine einen wesentlichen Anteil nehmen, allgemein verbreitet und werden als hart bezeichnet.

Nächst den Chlorüren und Karbonaten sind unter den in Wasser löslichen Mineralsubstanzen die schwefelsauren Salze die häufigsten und walten in manchen Mineralquellen vor den übrigen Bestandteilen vor, so das schwefelsaure Natron in den Karlsbader, Marienbader und Franzensbader Quellen und der Gyps in sehr vielen Gewässern. Kieselsaure Alkalien kommen in vielen Quellwässern, welche aus Granit-, Gneiß- oder Porphyruntergrund hervorbrechen, wenn auch meist nur in geringer Menge vor; viel seltener enthalten sie Silikate von Kalk, Magnesia, Thonerde oder Eisenoxydul. Je nach ihrem längeren oder kürzeren Verweilen in löslichen Gesteinen werden die Gewässer mehr oder weniger von diesen mit sich führen, — gesättigte Solutionen sind jedoch nur von Kochsalz und Gyps bekannt.

Quellabsätze von kohlensaurem Kalke gehören zu den gewöhnlichsten Erscheinungen, von denen die an Kalkstein reichen Gegenden Deutschlands zahllose Beispiele liefern, unter welchen die Erwähnung der Kalktuffablagerungen von Neckarelz, Cannstadt (15—20 m mächtig), von Tonna bei Gotha, von Weimar, von Vlotho, im Triebischthal bei Meißen genügt. Kaum irgend ein Land vermag indessen so ausgezeichnete Kalksinterabsätze aufzuweisen als Italien, wo die kalkreiche Kette der Apenninen das Material dieser Travertinablagerungen liefert. Am reichlichsten und großartigsten geht die Travertinbildung an den Kaskaden von Tivoli vor sich. Auch Absätze von Eisenoxydhydrat bilden sich an zahlreichen Punkten, so in der Umgebung des Laacher Sees vor unseren Augen aus Eisensäuer-

lingen. Man hat berechnet, dass die Mineralquellen jener Gegend in 1000 Jahren ein Eisenockerlager von ungefähr $^1/_8$ Quadratmeile Größe und $^1/_3$ m Mächtigkeit absetzen können. Aus der bereits erwähnten Solquelle von Neusalzwerk in Westfalen setzen sich sehr beträchtliche Mengen von Kalksinter und Eisenocker, jedoch in sehr ungleichen Verhältnissen ab. In der Nähe der Ausflussöffnung schlägt sich Eisenoxydhydrat nebst wenigem kohlensauren Kalke nieder, während in größerer Entfernung von jener kohlensaurer Kalk vorherrscht. Dies ist die Folge davon, dass das Eisenoxydulkarbonat durch Oxydation viel rascher zersetzt wird und Eisenhydroxyd liefert, als das Entweichen der das Kalkkarbonat lösenden Kohlensäure stattfindet. Es zeigt dieses Beispiel, wie sich aus ein und derselben Quelle Lager oder Gänge bilden können, welche teils aus Eisenocker, teils aus Kalkstein bestehen. Die Solquelle von Neusalzwerk bringt jährlich 376 kbm kohlensauren Kalk und 17 kbm Eisenoxydhydrat auf die Erdoberfläche, kurz erfüllt die Bedingungen zur Bildung der mächtigsten Brauneisenstein- und Kalkspatablagerungen, wenn solche Gewässer Jahrtausende fließen. In ähnlicher Weise wie kohlensaurer Kalk bilden sich z. B. in Oberschlesien und bei Stollberg unfern Aachen aus den dortigen Erzlagerstätten entquellenden Wassern Inkrustate von Zinkspat. Neben Karbonaten sind Quellabsätze von Kieselsäure (siehe S. 170), von Eisenkies (z. B. bei Burgbrohl), namentlich aber von Gyps bekannt. Letztere entstehen überall da, wo gypshaltige Gewässer verdunsten; daher finden sich Gypskrystalle und Gypsinkrustate häufig in Thonlagern, in Mergeln, in Geröll- und Sandablagerungen, an den Wandungen von Grubenbauten und längs der Meeresküste. Viele Schwefelquellen setzen Schwefel ab, der aus der Oxydation des Schwefelwasserstoffes entsteht.

§ 6. **Dem Meere zugeführte Mineralsubstanzen.** Die mineralischen Substanzen, welche sich aus ihren wässerigen Lösungen weder in Hohlräumen des Erdinneren, noch bei dem Austritte der Quellen an die Tagesoberfläche absetzen, werden den Bächen und Flüssen und von diesen dem Meere zugeführt. Aus der Untersuchung zahlreicher Ströme hat sich herausgestellt, dass unter allen ihren anorganischen Bestandteilen der kohlensaure Kalk in größter Menge vorkommt, sodass z. B. der Rhein in 10 000 Teilen seines Wassers 1,6 bis 2,5 Teile gelöster Bestandteile und darunter etwa 1 Teil Kalkkarbonat enthält. Kohlensaure Magnesia findet sich in den Flüssen nur in der geringen Menge, in welcher dieses Karbonat in der Regel den Kalksteinen beigemischt ist; nur dort, wo die Gewässer dolomitische Gesteine durchschneiden, wird ihr Gehalt an kohlensaurer Magnesia etwas bedeutender. Ähnliches gilt von den Sulfaten von Kalk und Magnesia. Die Menge der Chlorüre jedoch, welche dem Meere zugeführt werden, ist eine sehr unbedeutende und mehrt sich daher in viel geringerem Verhältnisse als die genannten Sauerstoffsalze; noch viel unbeträchtlicher

ist der Kieselsäuregehalt der Flüsse. Die 6 Milliarden Kubikmeter Wasser, welche Böhmen jährlich durch die Elbe verlassen, entziehen deren 880 Quadratmeilen großem böhmischen Flussgebiete im Jahre 1169,82 Millionen kg fester Substanzen, und zwar 547,14 Mill. kg in suspendiertem und 662,68 Mill. kg in gelöstem Zustande und unter letzteren 140,38 Mill. kg Kalkerde, 28,13 Mill. kg Bittererde, 54,52 Mill. kg Kali, 39,6 Mill. kg Natron, 25,32 Mill. kg Chlornatrium, 45,69 Mill. kg Schwefelsäure und 1,5 Mill. kg Phosphorsäure.*)

Der mineralische Gehalt der Flüsse ist großen Schwankungen unterworfen. Im Sommer und Winter, also in der trockenen Jahreszeit und in der, wo der Boden mit Schnee und Eis bedeckt ist, sind es nur die Quellen, welche die Flüsse speisen, dann ist der Mineralgehalt derselben am bedeutendsten. Zur nassen Jahreszeit hingegen, wo die Regen- und Schneewasser bei weitem mehr als die Quellwasser betragen, sinkt der Gehalt an aufgelösten Bestandteilen herab und wird von den mechanisch suspendierten Teilchen stark überwogen.

Die Quantität der von den Flüssen dem Meere zugeführten mineralischen Bestandteile erscheint auf den ersten Blick sehr unbedeutend, stellt sich jedoch in ihrer wahren Größe dar, sobald man die enormen Wassermassen in Betracht zieht, welche stetig dem Ozeane zuströmen. Da Flüsse wie der Rhein, die Donau, die Rhône und die Elbe mindestens $^1/_{6000}$ mineralische Substanzen in aufgelöstem Zustande enthalten, so führen sie dem Meere in 6000 Jahren soviel der letzteren zu, als das Gewicht ihrer jährlichen Wassermasse beträgt, — genügende Mengen, um im Laufe längerer geologischer Zeiträume die mächtigsten Steinsalz-, Kalkstein- und Gypsablagerungen zu bilden.

Im Meereswasser selbst sind bis jetzt, abgesehen von Sauerstoff und Wasserstoff, sowie organischen Substanzen folgende Stoffe nachgewiesen worden: Chlor, welches nächst den Bestandteilen des Wassers die größte Menge der im Meere vorkommenden Elemente ausmacht, Brom, Jod, Fluor, Schwefel (als Schwefelsäure und Schwefelwasserstoff), Phosphor, Kohlenstoff (als freie oder an Kalk und Magnesia gebundene Kohlensäure), Silicium (als Kieselsäure), Bor (als Borsäure), Silber (als Chlorsilber), Kupfer, Zink, Blei, Kobalt, Nickel, Eisen, Mangan, Aluminium, Magnesium (nächst Chlor, Schwefelsäure und Natrium am gewöhnlichsten), Calcium (meist als kohlensaurer, schwefelsaurer und phosphorsaurer Kalk oder als Fluorcalcium), Strontium, Baryum, Natrium, Kalium und endlich Arsen und Lithium. Von diesen 29 Grundstoffen, also fast der Hälfte der bis jetzt bekannten, sind Chlor, Schwefel, Calcium, Magnesium und Natrium die wesentlichsten und betragen im Durchschnitte 3,6 Prozent des Meereswassers. Die Salze des

---

*) Breitenlohner. Verh. der k. k. geol. Reichsanst. 1876. Nr. 8. S. 172.

letzteren bestehen aus 78 Prozent Chlornatrium, — 9,6 Chlormagnesium, — 6,5 Magnesiasulfat, — 3,7 Kalksulfat, — 1,8 Chlorkalium, — 0,1 Kalkbikarbonat. Der Gehalt des Meeres an festen Bestandteilen ist ein konstanter und schwankt nur lokal infolge der ungleichen Verdunstung in verschiedenen Breitengraden, der Schmelzung großer Eismassen in den Polarzonen und des Zuflusses großer Ströme. So ist die Ostsee als ein verdünntes Meereswasser zu betrachten, dessen Salzgehalt in der Richtung der Tiefe steigt, sodass sich in jedem vertikalen Querschnitte eine Zunahme des Salzgehaltes und damit des spezifischen Gewichtes von oben nach unten nachweisen lässt. In der Kieler Bucht beträgt der Salzgehalt an der Oberfläche 1,7, in etwa 30 m Tiefe 2,1 Prozent. Von der Zufuhr süßen Wassers rührt ferner der an der Küste geringere Salzgehalt des Ozeanes her; auf der anderen Seite ist der des Mittelländischen Meeres (3,96—4,16 Prozent) etwas bedeutender als der des Atlantischen Ozeanes (3,6). Noch viel größer ist die Differenz des Salzgehaltes des Weltmeeres und solcher Binnenmeere, welche zwar Zuflüsse, aber keine Abflüsse besitzen und sich der zuströmenden Wasser bloß durch Verdunstung entledigen. Infolge davon konzentrieren sich nach und nach die ihnen in starker Verdünnung zugeführten Mineralsubstanzen, wie dies namentlich im Great Salt Lake in Nordamerika und im Toten Meere der Fall ist. Das Wasser des letzteren enthält etwa 25 Prozent Salze aufgelöst, unter welchen Chlormagnesium bei weitem vorwaltet, während Chlornatrium, Chlorkalium, Chlorcalcium und Brommagnesium mehr zurücktreten und Sulfate ganz fehlen.

§ 7. **Höhlenbildungen, Erdfälle, Erderschütterungen und Schichtenstörungen infolge der unterirdischen Thätigkeit des Wassers.** Wie erfolgreich die Gewässer ihrer Aufgabe nachkommen, dem Inneren der Erdkruste mineralische Substanzen zu entziehen, ergiebt sich nicht allein aus der Quantität ihrer Absätze und des mineralischen Gehaltes des Fluss- und Quellwassers, sondern auch in viel augenfälligerer Weise aus dem Massenverluste des Gebirgsinneren selbst, ferner aus dem Einflusse dieser Volumenverminderung auf die Lagerungsverhältnisse der über den betroffenen Punkten liegenden Schichten, sowie auf die Gestaltung der Erdoberfläche. Die auffälligsten derartigen Erscheinungen sind Bildungen von Höhlen, und infolge des Zusammensturzes derselben Erderschütterungen, Schichtenstörungen und Erdfälle.

Unter den Gesteinen, welche einen bedeutenden Anteil am Aufbaue der Erdkruste nehmen, sind es Kalkstein, Dolomit und Gyps, welche in größter Menge vom Wasser aufgelöst werden, sie sind deshalb auch die eigentliche Heimat der Höhlen. Die meisten der letzteren bestehen aus gewölbähnlichen Weitungen, welche durch kanal- oder spaltenförmige Schlünde miteinander in Verbindung stehen. Diese Weitungen liegen entweder alle in demselben Niveau oder in verschiedenen Höhen etagen- oder

stufenweise übereinander. Die Wände der meisten Kalksteinhöhlen sind mit Stalaktiten, die der Gypsschlotten zuweilen mit Gypskrystallen überzogen. Der Boden vieler ist mit thonigem oder lehmigem Schlamme bedeckt, in welchem Skeletteile von Bären, Hyänen u. s. w. zuweilen in solcher Menge enthalten sind, dass man sie danach als Knochenhöhlen bezeichnet hat. Die berühmtesten Höhlen im Kalkstein sind die Adelsberger Grotte in Krain, die von Castleton in Derbyshire, die von Antiparos, die Baumanns- und die Bielshöhle im Harze, die Klutert-, Balver- und Dechenhöhle in Westfalen, — dem Juradolomit gehört die Muggendorfer und Gailenreuther, — dem Zechsteindolomit die Liebensteiner Höhle an. — Höhlen im gypsführenden Gebirge (Gypsschlotten) sind in großartigstem Maßstabe durch den Mansfelder Bergbau aufgeschlossen, wo sie den sich an den Harz anlegenden Rand der Zechsteinformation in weitausgedehnten, zusammenhängenden und zum Teil mit Wasser angefüllten Systemen durchziehen.

Überall dort, wo die Wandungen der Höhlen nicht durch einen Panzer von Kalksinter geschützt sind, arbeiten die Gewässer, unterstützt durch Bäche, welche nicht selten in denselben ihre unterirdischen Wege verfolgen, an deren Vergrößerung. Namentlich ist dies bei den von Wasser gefüllten Gypsschlotten der Fall, wo letzteres unablässig lösend auf alle Seiten des Hohlraumes wirkt. Die Weitung und die Tiefe solcher Höhlen nimmt so lange zu, bis ihre Decke nicht mehr imstande ist, die auf ihr ruhenden Gesteinslasten zu tragen, und mit diesen zusammenbricht. Lag der Schauplatz dieses unterirdischen Ereignisses tief, so mag sich seine Einwirkung nicht in sichtbarer Weise, sondern einzig durch stoßartige Erschütterungen auf der Erdoberfläche bethätigen, lag er der letzteren näher, so bildeten sich außerdem infolge des Gesteinsnachsturzes Spalten oder trichter- oder kesselförmige Vertiefungen, Erdfälle, unter allen Umständen aber wird die ursprüngliche Lagerung der über den zusammenbrechenden Hohlräumen befindlichen Schichten gestört werden. Lokale Erdbeben, von welchen zuweilen kalk- oder gypsreiche Gegenden heimgesucht werden, scheinen durch derartige Einstürze und Senkungen erzeugt worden zu sein (vergl. S. 198). Hierher dürfte das Erdbeben des Visp-Thales in Wallis im Juli und August 1855*) zu rechnen sein, welches über einen Monat andauerte und die Bildung von Spalten in anstehenden Gesteinen, in Kirchen und Häusern, den Einsturz von Mauern und das Herabrutschen von Felsmassen zur Folge hatte. Da in jener Gegend nicht weniger als 20 gypsführende Quellen bekannt sind, deren eine allein dem Erdboden im Laufe eines Jahres über 200 kbm Gyps entzieht, so liegt es nahe, in der massenhaften Entführung dieses Gesteines und den dadurch

* O. Volger. Untersuchungen über d. Phänomene der Erdbeben in d. Schweiz. Gotha 1857—58. — Vergl. auch v. Seebach. Das mitteldeutsche Erdbeben 1872. S. 185.

bedingten unterirdischen Einstürzen die Ursache dieses Erdbebens zu suchen. Auch das von Höhlen und Grotten total unterminierte Karstgebiet gehört zu den am häufigsten von Erdbeben heimgesuchten Gegenden, sodass man diese Erderschütterungen dem Einsturz solcher Hohlräume zuschreiben kann. Gleiches gilt von den unterirdischen Detonationen, die sich hier zeitweilig hörbar machen.

Die Erdfälle sind, wie durch ihre Entstehung bedingt wird, ebenfalls auf Gyps, Kalkstein, Dolomit und Steinsalz führende Gegenden beschränkt, innerhalb solcher aber sehr gewöhnliche Erscheinungen. So finden sich in dem Kalksteingebirge von Krain, Illyrien, Kroatien und Dalmatien unzählige Erdfälle (Dollinen), von denen die größten 700 und mehr Meter Durchmesser erreichen.*) Ebenso häufig sind sie im Gebiete des Teutoburger Waldes und der Haar, auf den Kalksteinplateaus des Département des Doubs, der Haute-Saône und des Jura in Frankreich, sowie in dem Kreideterrain des nördlichen Jütland, im Kohlenkalk Missouris, sowie des Gouvernements Tula in Russland, wo sie überall der Weglaugung des kohlensauren Kalkes ihren Ursprung verdanken, während die Erdfälle am Fuße des Thüringer Waldes, am ganzen SW-Rande des Harzes und bei Lüneburg durch Einsturz von Gypsschlotten entstanden sind. Viele solche aus der Senkung der Erdoberfläche hervorgegangenen Vertiefungen sind von Wasser ausgefüllt und in Teiche und Seen umgewandelt worden. So die Seen bei Sperenberg in der Mark Brandenburg, bei Segeberg in Holstein, und die zahlreichen »Teufelslöcher« und Pingen am südlichen Harzrande.

Wie zu erwarten, sind Schichtenstörungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen im Gebiete der Gyps oder Steinsalz führenden Formationen überall da sehr gewöhnlich, wo Stöcke und Flötze jener leichtlöslichen Mineralien von anderen sedimentären Schichten bedeckt werden, welche beim Zusammenbrechen der entstehenden großen unterirdischen Höhlungen bersten, sich senken und auf diese Weise Knickungen und Verwerfungen erleiden mussten. Ein höchst lehrreiches und nur diese eine Deutung zulassendes Beispiel für den erwähnten Vorgang liefert die Gegend von Eisleben (siehe Fig. 54). Hier lagert auf dem Konglomerate des Rotliegenden

Fig. 54. Schichtenstörungen im Buntsandsteine der Hühneburg bei Eisleben. (*H. Crd.*)
a Rotliegendes. *b* Kupferschiefer und Zechstein. *c* Asche, Dolomit, rote Mergel mit Gypsstöcken und -Schlotten. *d* Buntsandstein. *e* Erdfälle.

*) Vergl. E. v. Mojsisovics. Zur Geologie der Karsterscheinungen. Zeitschr. der deutsch. u. österr. Alpenver. 1880. — E. Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1880. — E. Reyer. Studien über d. Karstrelief. Mitt. d. geogr. Ges. Wien 1881.

so regelmäßig wie ein Teppich und für große Flächen so eben wie eine Tischplatte, wenn auch hie und da von Verwerfungen durchsetzt, das etwa 2 bis 3 m mächtige Kupferschieferflötz, dessen untere Schicht das Objekt des Mansfelder Bergbaues ist; auf dasselbe folgt die eigentliche Zechstein- und auf diese die Buntsandsteinformation. Man kann sich kaum verworrenere Lagerungsverhältnisse ausmalen, als es die der letztgenannten Schichtenreihe an deren auf dem Ausgehenden der Zechsteingruppe ruhenden Rande sind. Hier sind die Schichten in Zwischenräumen von nur wenigen Schritten auf den Kopf gestellt, geknickt, gebogen, zertrümmert und verworfen. Da der etwa 80 bis 120 m darunter liegende Kupferschiefer, abgesehen von einigen lokalen Störungen, seine ursprüngliche Lage inne hat, so kann diese Zerstückelung des Buntsandsteines mit dem Faltungsprozesse der Erdrinde nicht in Zusammenhang stehen. Die Ursache der Schichtenstörung muss vielmehr zwischen Buntsandstein und Kupferschiefer liegen und ist in den Gypsen der zwischen beide gelagerten Zechsteingruppe zu suchen. Wo diese letztere zu Tage ausging, begann der Prozess der Auflösung und Wegführung des Gypses durch die Gewässer; Schlotten resultierten, von denen die einen in zusammenhängenden, weit ausgedehnten Systemen noch heute den Untergrund jener Gegend durchziehen, während andere zusammenbrachen und den Nachsturz des darüber liegenden Buntsandsteines zur Folge hatten. Vielleicht hätte dieser noch längere Zeit wie ein Gewölbe die auf ihm ruhende Last getragen, wenn er nicht bereits dadurch zerborsten und zerrissen worden wäre, dass der Gyps bei seiner Entstehung durch Umwandlung aus Anhydrit und der damit verbundenen Ausdehnung seine Decke sprengte und deren Zusammenhalt so lockerte, dass ihr Zusammensturz unbedingt erfolgen musste, sobald der Gyps weggeführt wurde.

Aus dem Werrathale unterhalb Eisenach bildet v. Seebach eine Anzahl Verwerfungen ab, durch welche der obere Muschelkalk treppenförmig zerstückelt und verschoben ist, und schreibt dieselben, ebenso wie die Hunderte von Brüchen, die sich vom Nordende des Thüringer Waldes durch das nördliche Hessen ziehen, dem Einsturze ausgewaschener Gypsschlotten im mittleren Muschelkalke und Zechsteine zu.*) Ähnliche Ursachen glaubt M. Bauer für die viel großartigeren Verwerfungen am Seeberge und Galgenberge bei Gotha annehmen zu dürfen.**)

b) Die mechanische Thätigkeit des Wassers.

Dass die Oberfläche des Festlandes ihre mannigfaltige Gliederung zum großen Teile der zerstörenden, fortführenden, wiederabsetzen-

*) v. Seebach. Das mitteldeutsche Erdbeben 1872. S. 185.
**) M. Bauer. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1881. S. 48.

den mechanischen Thätigkeit des Wassers verdankt, ist bereits in dem einleitenden Teile dieses Abschnittes hervorgehoben worden, es bleibt demnach nur noch übrig, die einzelnen Phasen des Erosionsprozesses und die Großartigkeit der gesamten Vorgänge durch die Mitteilung einiger Beobachtungen zu beleuchten.

§ 8. **Die fliefsenden Gewässer.** Die fließenden Wasser stammen aus der Atmosphäre, deren Wasserdünste sich als Tropfen niederschlagen, welche sich dann sammeln und, dem Gesetze der Schwere folgend, nach der Tiefe fließen. Bei einer durchschnittlichen Höhe der jährlichen atmosphärischen Niederschläge von 1 m fällt in 10000 Jahren ein Meer von 10000 m Tiefe auf die Erde nieder, um dem Ozeane zuzuströmen und sich von neuem in Dampfform zu erheben. Namentlich sind es die Hochgebirge, an welchen sich das atmosphärische Wasser, etwa wie der Hauch des Atems an kalten Gegenständen, verdichtet. Ihre über die Schneegrenze hinaus ragenden, mit Gletschern und Firn bedeckten Gipfel bilden deshalb Reservoirs von gefrorenem Wasser, welche besonders dann der Ebene ihre Vorräte mitteilen, wenn dort bei der Hitze des Sommers der Verbrauch an Wasser durch die Verdunstung und durch den Bedarf der Vegetation am größten ist. In niedrigen Gebirgen ist es die Pflanzendecke, welche in ähnlicher Weise kondensierend auf das Wasser wirkt, dasselbe in nasser und regnerischer Zeit aufsaugt und verteilt und dadurch eine beständige Feuchtigkeit des Bodens und den Quellenreichtum desselben unterhält, während auf dem nackten Felsboden eine solche Ansammlung und allmähliche Abgabe nicht stattfinden kann, vielmehr strömen hier die Regenwasser direkt ins Thal und verursachen hier durch ihren ungestümen Andrang Überschwemmungen.

Je nachdem der Erdboden mehr oder weniger wasserdurchlassend ist, dringen größere oder geringere Mengen des atmosphärischen Wassers in denselben ein, bis sie auf eine undurchlässige Schicht oder Gesteinsfläche stoßen, um sich innerhalb der oberflächlichen Sand- und Geröllablagerungen zu Grundwassern anzusammeln, welche dann an tieferen Stellen als Grundwasserquellen wieder zu Tage treten oder durch Brunnen abgezapft werden können. Ein großer Teil der atmosphärischen Niederschläge dringt jedoch auf porösen, rissigen und klüftigen Schichten *a* in größere Tiefe, bis er eine undurchlässige Schicht *b* antrifft und sich hier staut. Ist die letztere einseitig geneigt und von einem Thale erreicht oder von einem Berggehänge angeschnitten, so dringt auf dieser Linie das Wasser in Form von Schichtquellen hervor (Fig. 55). Ist die Neigung der undurchlässigen Schicht eine bedeutende, so befindet sich das Wasser bei seinem Austritte unter hydrostatischem Druck und kann mit großer Gewalt hervorbrechen. Ist die wasserdichte Unterlage muldenförmig gestaltet, so wird sich das von oben eindringende Wasser wie in einer Schüssel ansammeln,

um dann über die niedrigsten Punkte des Randes als Überfallsquelle (Fig. 56) überzufließen. Ist jedoch eine solche durch thonige Schichten unterteufte wasserreiche Gebirgsmasse von Thälern und Schluchten durchzogen, welche tiefer hinab reichen als die Ränder der unterteufenden wasserdichten Gesteinsschüssel, so werden sie die sich ansammelnden Wasser abzapfen (Spaltquellen, Fig. 57). In letzterem Falle hat man also aufsteigende Quellen. Gleiches tritt dann ein, wenn geneigte wasserführende Schichten, welche mit wasserdichten wechsellagern, von Spalten (*c*) durchsetzt sind, auf denen die Gewässer durch den hydrostatischen Druck emporgepresst werden (Artesische Quellen, Fig. 58). Zapft man solche

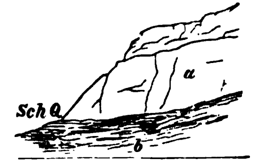


Fig. 55. Schichtquelle.

Fig. 56. Überfallsquelle.

a) Zerklüftetes, Wasser durchlassendes Gestein.
b) Wasserdichte Schieferthone.

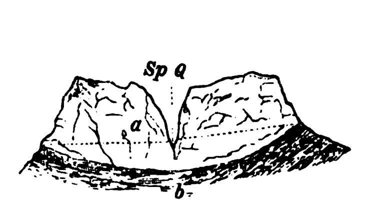




Fig. 57. Spaltquelle.

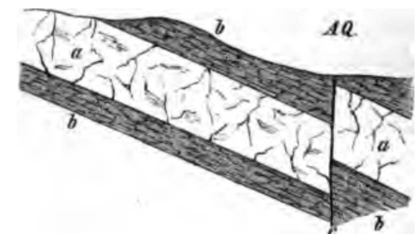


Fig. 58. Artesische Quelle.

wasserführende Schichten (Sande, Kiese, klüftige Kalksteine), die keine natürlichen Abflüsse besitzen, durch Bohrlöcher ab, so entstehen artesische Brunnen. Letztere können überall dort erbohrt werden, wo eine mehr

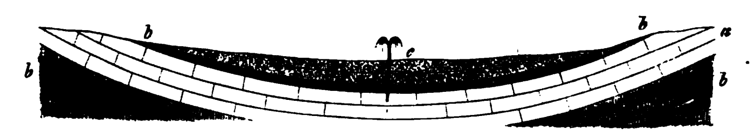


Fig. 59. Artesischer Brunnen.
a wasserhaltende Schicht; *b* undurchlässige Schichten; *c* artesischer Brunnen.

oder weniger steil aufgerichtete, namentlich aber beckenförmig gelagerte Schicht einer porösen oder zerklüfteten Gesteinsart *a* von zwei wasserdichten Schichten *b* eingeschlossen ist, welche das Entweichen des Wassers nach oben und unten verhindern (Fig. 59). Wird die obere, undurchdring-

liche Schicht durchbohrt, so steigt das Wasser unter dem hydrostatischen Druck einer Wassersäule, welche dem Vertikalabstand des betreffenden Quellmundes von dem Niveau des einsickernden Wassers entspricht, empor und kann sich springbrunnenartig über die Erdoberfläche erheben (*c*).

Die Wasser solcher natürlichen oder künstlichen aufsteigenden Quellen besitzen, wenn sie aus größerer Tiefe kommen, infolge der in der Richtung nach dem Erdinneren zunehmenden Wärme, höhere Temperaturgrade als die mittlere Temperatur der Umgebung der Quelle und werden dann Thermen genannt (siehe S. 8 u. 169).

Die Quellwasser sammeln sich im Verein mit den direkten atmosphärischen Niederschlägen zu Bächen, diese zu Flüssen und Strömen an, um sich endlich in Ozeane oder in Binnenmeere zu ergießen. Die Wassermenge eines Flusses wird bedingt 1) durch die Größe des Areales, welches derselbe entwässert; 2) durch die Quantität des auf dieses Areal fallenden Regens, Taues und Schnees; 3) durch das Klima des Flussgebietes, indem heiße Temperatur und trockene Atmosphäre die Verdunstung und deshalb den Wasserverlust begünstigen; 4) durch den geologischen Bau des Flussgebietes, indem ein vielfach gestörter Schichtenbau Spalten und Klüfte im Gefolge hat, durch welche die Wasser in die Tiefe sinken; ebenso entzieht sandiger Untergrund den Strömen Wasser; 5) durch die Oberflächengestaltung und Vegetationsverhältnisse des Gebietes, indem Gebirge und Waldreichtum die Niederschläge, ebene und waldlose Gegenden die Verdunstung vermehren.

Die beiden Hauptfaktoren für die mechanische Thätigkeit der fließenden Gewässer sind ihre Wassermenge und ihr Gefälle. Sie sind es, durch deren Größe die Geschwindigkeit, mit welcher sich das Wasser bewegt, bedingt wird. Das Gefälle der Flüsse nimmt von ihrem Ursprunge bis zu ihrer Mündung ab, und da die Differenz zwischen dem Falle des oberen und unteren Teiles ihres Laufes um so größer ist, je höher jene entspringen, so ist sie bei den Alpenströmen am beträchtlichsten. Da nun sowohl die unterwühlende und zerstörende, als auch die transportierende Kraft des Wassers von der Stärke seiner Strömung abhängt, da ferner die Quellen meist in Bergen und Hügelketten entspringen, wo die Thalsohlen stark geneigt sind, während in den Ebenen das Gefälle nur sehr unbedeutend ist, so folgt daraus, dass die einschneidende und fortführende Thätigkeit der Gewässer namentlich in den gebirgigen Gegenden zu Hause ist, während sich der Unterlauf, wo die Geschwindigkeit allmählich abnimmt, durch Absätze des dem Gebirge entführten Gesteinsmateriales auszeichnet.

§ 9. **Erosion.***) Die thaleinschneidende Thätigkeit der fließenden

---

* Rütimeyer. Thal- und Seebildung. 1868. — Heim. Mechanismus d. Gebirgsbildung. 1878. Bd. I. S. 281. — Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1878. S. 581

Gewässer nennt man Erosion. Der mechanischen muss durch die chemische Thätigkeit des Wassers, durch die Verwitterung, also Auflockerung der Gesteine (vergl. S. 200 und 212) vorgearbeitet werden. Auf einer Thalsohle von glattem, unzersetztem Granite würde der schnellst strömende Bach selbst in langen Zeiträumen kaum merkliche Spuren hinterlassen. Erst wenn das Gestein unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure zu Grus und Sand zerfällt, wenn es mürbe geworden, zerfressen und angenagt ist, wenn Gesteinsfragmente durch die fließenden Gewässer in Bewegung gesetzt und als Schliffmittel benutzt werden können, beginnt die Erosion. Wesentlich wird sie unterstützt durch die Eigenschaft des Wassers, sich beim Gefrieren auszudehnen. Geschieht dies in Gesteinsspalten, so genügt dieser Vorgang, um die Felsen zu zertrümmern. Da alle Klüfte, Poren und Haarspalten des Gesteines von Wasser angefüllt sind, da sich ferner dieser Prozess in gemäßigten Klimaten in jedem Herbst und Frühjahr, auf Hochgebirgen aber fast in jeder Nacht wiederholt, so spielt er bei der mechanischen Gesteinszerkleinerung eine nicht zu unterschätzende Rolle. Von Felswänden, welche hoch über das Bett des nahen Baches emporragen und seinen direkten Angriffen entzogen sind, stürzen bei eintretendem Thauwetter Blöcke und Schuttmassen herab, deren sich jetzt erst die fließenden Wasser bemächtigen und sie fortschieben. Die Abrundung der in dem Bette des Baches oder Flusses fortbewegten Gesteinsfragmente erfolgt teils durch das gegenseitige Abreiben, indem die kleineren schneller als die größeren fortgeschoben werden, teils durch ihre Reibung an dem felsigen Bette, wodurch zugleich auch dieses erodiert wird. Selbst die feinsten aus dieser Zerreibung resultierenden schwebenden Teilchen, welche mit der ganzen Geschwindigkeit des betreffenden fließenden Wassers fortbewegt werden, wirken noch polierend auf das Flussbett. Je größer die Geschwindigkeit des Baches oder Stromes, desto bedeutender ist sowohl seine Transportfähigkeit, wie die Erosion seines Bettes, — daher die große erodierende und transportierende Wirkung selbst unscheinbarer Gebirgsbäche im Vergleich mit langsam fließenden Strömen, und daher die unterwühlende Thätigkeit der Wasserfälle, durch welche nicht selten ein Zusammenbrechen der Felswände, über welche sie sich stürzen, und ihr allmähliches Zurückziehen bedingt ist. Auf diese Weise schreiten die Niagarafälle jährlich etwa $^1/_3$ m, die St. Anthonys-Fälle des Mississippi im Jahre etwa 1,7 m rückwärts. Auch die Thäler der Elbe und ihrer Nebenflüsse, wie sie die sächsische Schweiz bilden, sind das Produkt der Erosion. Dieses Labyrinth von grotesken

u. 1882. S. 685. — Hartung. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1878. S. 265. — A. G. Supan. Über die Thalbildungen des östl. Graubündens u. d. Tiroler Zentralalpen. Wien 1877 u. a. — Löwl. Über Thalbildung. Prag 1884. — v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. 1886. VI. Cap. — Philippson. Studien üb. Wasserscheiden. Leipzig. 1886.

Felsmassen war ursprünglich eine monotone Ebene von fast horizontal liegenden Sandsteinen und dehnte sich im Niveau des Königsteines und Liliensteines gleichförmig aus. In dieselbe schnitten sich die Elbe und die ihr zufließenden Bäche, erstere bis zu einer Tiefe von 270 m, seit der Tertiärzeit jene Thalrinnen und Schluchten ein, welche sich heute in labyrinthischem Gewirre zwischen den unberührt gebliebenen Felspartieen, den Ruinen eines zerstörten Landstriches, hindurchwinden.

Ein anderes, noch großartigeres Beispiel der erodierenden Thätigkeit des Wassers in völlig ungestört lagernden Schichten liefert das Schluchtensystem des Colorado in Utah und Arizona.*) Die Oberfläche dieses Territoriums steigt vom Meere aus in weitausgedehnten, terrassenartigen Plateaus bis zu über 4000 m Meereshöhe an. An dem Aufbau derselben hat die gesamte paläozoische und z. T. auch die mesozoische Schichtenreihe teilgenommen. Sie ruhen in horizontaler Lage auf Granit. In eine dieser Hochebenen hat sich der Colorado sein berühmtes Schluchtensystem eingewühlt. Der Hauptstrom fließt auf etwa 60 geogr. Meilen Länge in einem 1000—2000 m tiefen Canon, welcher senkrecht durch die Sedimentärformationen und noch 200—300 m tief in den Granit eingeschnitten ist, und in welchen zahlreiche Nebenschluchten von derselben Tiefe und Ausdehnung einmünden.



Fig. 60. Marble Canon. Erosion.

§ 10. **Längs- und Querthäler.** Sämtliche oben angeführten Beispiele für Thalbildung waren Gegenden mit fast horizontalem, also in ziemlich ur-

*) C. E. Dutton. Geology of the High Plateaus of Utah. — Ders. Tertiary history of the Grand Canon District; — Ders. Physical Geology of the Grand Canon District; Washington 1882.

sprünglicher Lagerung verbliebenem Schichtenbau entnommen. Komplizierter verhalten sich die thaleinschneidenden Vorgänge auf solchem Untergrunde, der durch den gebirgsbildenden Prozess mehr oder weniger steil und dicht gefaltet ist. In solchen Fällen macht sich eine gewisse Abhängigkeit der Erosion und der durch sie erzeugten Thäler von der Tektonik der betreffenden Areale kenntlich, indem solche tektonische Thäler entweder der Richtung der Schichtenfalten annähernd parallel laufen oder diese letzteren quer durchschneiden, wonach man Längs- und Querthäler unterscheidet. Ein Längsthal nennt man synklinal, wenn es einer Schichtenmulde entspricht (vergl. Fig. 61), so dass die beiderseitigen Schichten in der Rich-

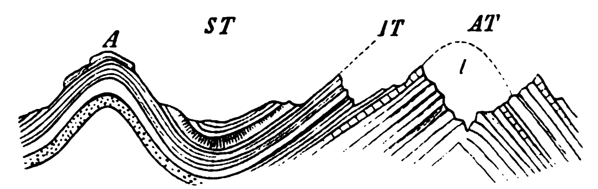


Fig. 61. Längsthäler. Nach *Heim*.
ST = Synklinalthal. — *AT* = Antiklinalthal. — *IT* = Isoklinalthal.

tung des Thalgehänges, nach der Thalsohle zu einfallen, — antiklinal, wenn es sich in ein Schichtgewölbe eingeschnitten hat, so dass die Schichten beiderseits vom Thale weg in das Thalgehänge einfallen, — isoklinal, wenn die Schichten beider Thalseiten nach ein und derselben Richtung geneigt sind. Die Querthäler durchschneiden zuweilen selbst sehr beträchtliche Bergketten oder Gebirgskämme vollständig. Die Möglichkeit einer so tief greifenden Erosion beruht einerseits darauf, dass diese gerade in der Richtung der steilsten Abdachung des ursprünglichen Gebirgsrückens, also quer auf diesen, am intensivsten und raschesten wirken konnte, — andererseits aber darauf, dass die betreffenden Ströme schon vor den letzten Stadien der Gebirgsfaltung vorhanden waren und sich während des Vollzuges derselben unaufhaltsam tiefer einschnitten also die aufsteigende Falte durchsägten. Geschah dies nicht in gleichem Schritte mit der Emporwölbung der in den Weg tretenden Falten, so stauten diese wie Querdämme die Wasser in dem alten Thalgrunde ab, es entstanden Thalseen (z. B. Urner, Brienzer, Thuner, Comer See).

§ 11. **Der Prozeſs der Thalbildung.** Der Prozess der Thalbildung in Gebirgsabfällen beginnt damit, dass sich gefallene Regentropfen sammeln und, auf geneigtem Boden abfließend, zahlreiche Rillen einschneiden, die sich vereinen und zu tieferen Furchen zusammenlaufen. Sind erst Gebirgsbäche durch Ansammlung der atmosphärischen Niederschläge entstanden, so sind auch die Bedingungen zu thalbildender Erosion gegeben. Da der reißende wasserreiche Gebirgsbach sein Bett rascher erweitert und vertieft

als seine wasserärmeren Quellen, so wird der Thalbildungsprozess sich anfänglich am energischten in der unteren Region des Wasserlaufes bethätigen und von da aus rückwärts, also bergeinwärts fortschreiten. In dem Profile Fig. 62 möge $A\,B$ einen ziemlich stark geneigten, bis dahin von

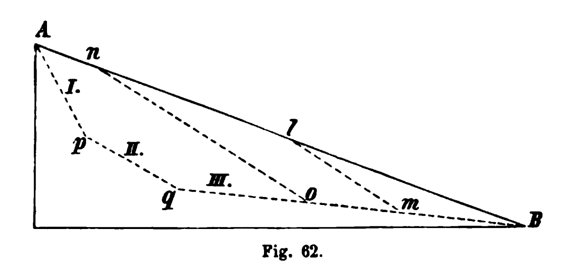


Fig. 62.

Erosionsthälern noch nicht unterbrochenen Gebirgsabfall bedeuten. Auf ihm fließen Gewässer der Ebene zu und schneiden sich dort, wo sie sich bereits zu starken Gebirgsbächen angesammelt haben, also am Fuße des Gebirgsabfalles, zuerst eine tiefere Thalfurche ein. Der Wasserlauf entspricht dann der Profillinie $AlmB$. Bei m hat der Bach das Niveau der Ebene bereits fast erreicht, hat deshalb bis zu dieser nur geringes Gefälle und fließt deswegen langsam ohne weitere Erosionsfähigkeit auf $m\,B$ der Ebene zu. Nur unterwühlt er, namentlich bei Hochwasser, die beiderseitigen Thalgehänge, bringt sie zum Nachsturz und erweitert deshalb das Thal, verflacht es jedoch zugleich durch Zufuhr von Sand und Kies. Durch derartige Absätze werden ebene Inundationsflächen gebildet, durch welche sich das eigentliche Flussbett hindurchwindet. Die obere steilere Region des Flussgebietes, wo eben dieses stärkeren Gefälles wegen die einschneidende Arbeit des Wassers geleistet wird, heißt das Berggebiet (mit dem Bergstrom), die untere flachere Strecke hingegen das Thalgebiet (mit dem Flusse).

Dadurch dass der Bergstrom sein Bett fortwährend tiefer einschneidet, also mehr und mehr rückwärts rückt, wird die Thalregion in gleichem Schritte vergrößert; letztere wird dann durch die Linie $o\,B$, das Berggebiet aber durch Ano repräsentiert. Endlich ist der oberste Einschnitt des Bergstromes bis in die höchste Region des Gebirges gelangt, wo die atmosphärischen Niederschläge am bedeutendsten sind. Die stets rieselnden und deshalb fortdauernd thätigen Wasser arbeiten hier einen schluchtenreichen Thalhintergrund oder einen Thalkessel mit sehr steilen Gehängen, ja oft vertikalen Wänden aus. Jetzt besteht der Thalweg aus 3 Abschnitten, der Region der Wasserfälle I, Fig. 62, der Stromschnellen II und des ruhigen Wasserlaufes III.

Dort, wo sich die oberen Partieen zweier Thäler von entgegengesetzter Richtung nähern, wird der Gebirgsrücken $B'\,A\,B$, Fig. 63, in welchen sie

sich einschneiden, zu einem schmalen, scharfrandigen Kamme $B'q'p'ApqB$ umgewandelt werden. Ist die Erosionsfähigkeit der fließenden Wasser nicht durch Bedeckung von Gletschern und Firnmassen verhindert, so wird auch der schmale Steg, der die beiden Thalenden trennt, allmählich durchwaschen und abgetragen, so dass die Bergregion der Wasserfälle gänzlich und die der Stromschnellen zum größten Teile verschwindet und zwischen

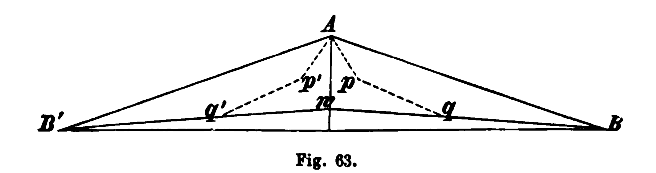


Fig. 63.

beiden sich nach entgegengesetzter Richtung erstreckenden Thälern nur eine geringe Bodenerhebung ($B'wB$) als Wasserscheide übrig bleibt.

Nach Heim zerfällt jedes alpine Thal in 3 Gebiete: 1) Oberlauf, Erosion herrscht vor, die Thalfurche schneidet sich tiefer und zugleich rückwärts ein, verzweigt sich nach oben zu in viele Schluchten und bezieht hier den größten Teil seiner Geschiebe (Sammelgebiet). 2) Mittellauf, die Böschung nimmt ab, die Menge der Geschiebe und des Wassers zu; transportierende Kraft und Last bleiben sich im ganzen gleich; Vertiefung findet nicht mehr statt. Die Kraft des Flusses reicht noch aus, um die Geschiebemassen thalauswärts zu spülen. Es entstehen durch vorübergehende Ablagerung derselben Serpentinen: infolge dessen untergräbt der Fluss bald sein linkes, bald sein rechtes Ufer, es wird ein breiter Thalboden geschaffen. 3) Unterlauf, die Absätze überwiegen die Erosion, der Fluss erhöht seine Sohle und durch Verlegung seines Bettes den Thalboden.

Die gesamte Thalbildung ist demnach die Wirkung der Ausspülung durch die fließenden Gewässer. Diese schneiden sich ein Thalgebiet neben dem anderen in den früher ziemlich ununterbrochenen Gebirgsabhang ein und verwandeln dessen bis dahin monotone Oberfläche in ein vielfältig gegliedertes System von abwechselnden Thälern und Bergrücken, — Ruinen der ursprünglichen Gebirgsform.

An größeren nach Norden strömenden Flüssen, so namentlich am Ural, Ob, Jenissei und der Wolga, glaubte v. Baer*) die Erscheinung konstatieren zu können, dass sie auf ihr rechtes Ufer weit mehr unterwaschend und wegspülend einwirken als auf ihr linkes. Diese ungleiche Erosion erklärt er wie folgt: Je näher ein Punkt dem Äquator liegt, desto schneller bewegt er sich bei der täglichen Umdrehung der Erde im Vergleiche mit einem näher an den Polen befindlichen. Ein Körper, der von

*) Bullet. de l'acad. imp. des scienc. de St. Pétersb. 1860. Bd. II.

dem Äquator in der Richtung nach den Polen versetzt wird, bringt eine größere Umdrehungsgeschwindigkeit mit sich, als seine Umgebung besitzt; ebenso die Wasser eines Flusses, der auf der nördlichen Halbkugel von Süd nach Nord strömt. Im Besitze dieser größeren nach Osten gerichteten Umdrehungsgeschwindigkeit werden sie das östliche, also rechte Ufer zu überschreiten streben, gegen dasselbe im Falle des Unvermögens drücken und es deshalb beträchtlicher erodieren als die linken Ufer. Strömt hingegen ein Fluss auf der nördlichen Halbkugel nach Süden, so werden, da seine Wasser in Breiten mit größerer Umdrehungsgeschwindigkeit gelangen, die Ufer gleichsam vorauseilen und die langsameren, zurückbleibenden Wasser eine größere Reibung auf das westliche, also ebenfalls rechte Ufer ausüben. — Auf der südlichen Halbkugel würde das Verhältnis natürlich gerade ein umgekehrtes sein, die Flüsse würden ihr linkes Ufer beträchtlicher erodieren als ihr rechtes. Dass dieses sog. Baer'sche Gesetz nicht haltbar ist, haben E. Dunker und K. Zöpperitz gezeigt.*)

Eine andere höchst auffällige Erscheinung ist die Verlegung des Unterlaufes vieler Flüsse, so dass sie heute an einem anderen Punkte der Küste ins Meer münden als früher. So floss der untere Niemen, statt wie jetzt ins Kurische Haff, einst durch das heutige Inster- und Pregelthal ins Frische Haff; die Weichsel nahm damals ihren Lauf durch das Thal der Netze und Warthe in den jetzigen unteren Oderlauf; die Oder mündete in gerader Fortsetzung ihres Oberlaufes, über Berlin fließend, durch das untere Elbthal in die Nordsee.**) Auch die Flüsse des sächsischen Hügellandes haben seit der Diluvialzeit ihren Lauf stark verändert. So wendete sich die Mulde von Grimma aus westlich über Leipzig nach dem heutigen Saalthal, — die Elbe floss von Torgau aus in westlicher Richtung nach Eilenburg, — die Saale strömte weiter östlich als heute über Schkeuditz. ***) Nirgends aber haben sich derartige Verlegungen des Stromunterlaufes in großartigerer und furchtbarerer Weise geltend gemacht als am Hoang-ho (Gelber Fluss) in China. Dieselben sind dort außerordentlich zahlreich gewesen, trotzdem man sie von altersher durch Dammanlagen zu beschränken suchte. Die geschichtlichen Nachrichten über sie reichen 4000 Jahre weit zurück. Die älteste historisch bekannte Mündung dieses Flusses lag 90 Meilen nördlich von derjenigen, welche von ihm vom 13. Jahrhundert bis zum Jahre 1856 benutzt wurde. In letztgenanntem Jahre wälzte er sich unter entsetzlichen Verwüstungen an Menschenleben, Bauwerken und Anpflan-

*) Dunker. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1875. S. 463 und 1882. S. 331. — Zöpperitz. Verh. des II. Deutsch. Geographentages zu Halle 1882.

**) Girard. Die norddeutsche Ebene. Berlin 1855. — Berendt. Der Nordwesten Berlins. Abhandl. z. geol. Spezialk. von Preußen, Bd. II. 3. S. 2. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879. S. 13.

***) H. Crd. ebenda. 1880. S. 584.. — Ders. Der Boden der Stadt Leipzig. 1884.

zungen zurück in sein altes nördliches Bett, um endlich ohne ersichtliche äußere Ursache im Jahre 1874 von neuem seinen südlichen Lauf wieder anzunehmen.*)

§ 12. **Ausweitung der Erosionsschluchten; Schutthalden, Bergstürze.** Im ersten Stadium seiner Entstehung ist das Thal eine Furche. Dadurch, dass später der Fluss und zwar vorzüglich an der konvexen Seite von Kurven seine Ufer untergräbt, finden Abrutschungen statt, das herunterbrechende Material wird weggeführt, der Thalboden verbreitert sich. Gleichzeitig aber fallen die Gehänge der bis dahin nur durch die mechanische Kraft der fließenden Gewässer eingeschnittenen Thäler dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien und durch ihn der Lockerung und Zerstückelung anheim. Zur Verwitterung infolge des Einsickerns kohlensäurehaltiger Gewässer gesellt sich die sprengende und auseinander drängende Wirkung des gefrierenden Wassers, der lockernde Einfluss des Pflanzenwuchses. Was gelockert ist, bröckelt, rutscht oder stürzt hinab oder wird durch die sich sammelnden Niederschläge und Schmelzwasser von allen benachbarten Kämmen, Gipfeln und Gehängen fortwährend ins Thal geführt und häuft sich hier zu Trümmerhalden und Schuttkegeln an. Auch diese lockeren Gesteinsansammlungen verfallen mehr oder weniger rasch der transportierenden Thätigkeit der Bergströme und werden durch diese ebenso wie die Produkte der eigentlichen Erosion aus dem Gebirge herausgeschafft. Die Form und der Böschungswinkel der Thalgehänge ist demnach wesentlich das Resultat der Verwitterung und Abbröckelung (vergl. § 14).

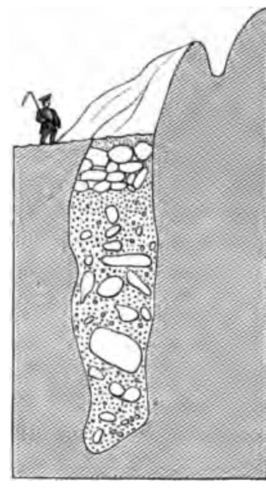
Zuweilen wird die Thalbildung dadurch, dass sie Gesteinsmassen aus ihrem früheren Zusammenhange löst und in Einzelberge isoliert, die Veranlassung zu Bergschlipfen, Bergrutschen oder Bergstürzen.**) Die Ursachen dieser z. T. verheerenden Erscheinungen sind mannigfaltig und beruhen: auf Störung des Gleichgewichts durch Unterwaschung, — auf Erweichung thoniger Sockelschichten und dem Herabgleiten der überlagernden Gesteinsmassen, — auf durchgreifender Zerklüftung und Verwitterung größerer Felspartieen.

§ 13. **Riesentöpfe und Erdpyramiden.** Eigentümliche Formen der Erosionswirkung sind die Riesentöpfe und die Erdpyramiden. Erstere entstehen am Fuße von Wasserfällen und in Stromschnellen, ferner durch Gletscherbäche unter dem Gletscher auf die Weise, dass Geschiebe lange Zeit hindurch vom Strudel auf dem felsigen Untergrund in kreisender Bewegung erhalten werden, wodurch sie sich bis 12 und mehr Meter tiefe, kessel- oder schachtähnliche, kreisrunde Löcher in das härteste Gestein

*) R. Pumpelly. Geol. Researches in China. Smithsonian Inst. Washington 1866. — F. v. Richthofen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 958.

**) Vergl. A. Baltzer. N. Jahrb. f. Min., Geol. Pal. 1880. Bd. II. S. 197.

bohren. Sie zeigen nicht selten auf ihrer glattgeschliffenen Innenseite spiralige, der allmählichen Einbohrung entsprechende Furchen und umfassen auf ihrem Grunde oft noch die rundgescheuerten Gerölle, welche als Bohrmaterial gedient haben. Sehr großartige Riesentöpfe sind diejenigen der Gegend von Kristiania in Norwegen*) und die im Gletschergarten von Luzern**), solche von kleineren Dimensionen sind auch in Thüringen und



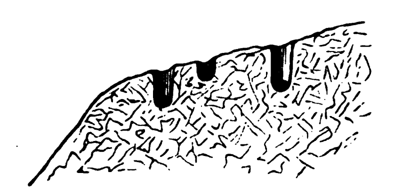


Fig. 64. Kleinere Riesentöpfe auf dem Boden einer Stromschnelle.

Fig. 65. Riesenkessel von Bakelaget bei Kristiania, Norwegen. Nach *Brögger* und *Reusch*.

Sachsen (Chemnitzthal, zwischen Nossen und Freiberg, sächs. Schweiz) bekannt.

Die Erdpyramiden können im Gegensatze zu den Riesentöpfen nur



Fig. 66. Erdpyramiden bei Bozen.

*) Brögger und Reusch. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 783. Taf. XXII bis XXVIII.

**) Heim. Über den Gletschergarten in Luzern. 1873. Außerdem siehe H. Höfer.

in lockeren, lehmig-sandigen Schuttanhäufungen entstehen, welche größere Gesteinsfragmente und Gerölle umfassen. Jedes dieser letzteren wirkt bei eintretender, von der Oberfläche nach der Tiefe zu fortschreitender Erosion wie ein Schirm als Schutz für seine Unterlage, so dass schlanke Säulen oder

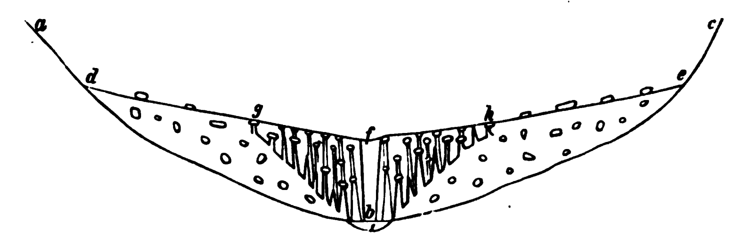


Fig. 67. Erdpyramiden.

spitzpyramidale Partieen von feinem Schutt stehen bleiben, die auf ihrem oberen Ende eine von einem größeren Felsstück gebildete Kappe tragen. Am ausgezeichnetsten und zwar 30 bis 35 m hoch kennt man solche Erdpyramiden im Glazialschutt von Bozen in Südtirol *) (Fig. 66 u. 67).

§ 14. **Denudation.** Unter Denudation versteht man im Gegensatze zu der die Thalfurchen einschneidenden Erosion die Abtragung ausgedehnter Flächen von Gesteinsmaterial. An der Denudation beteiligen sich sämtliche oben geschilderten gesteinzerstörenden und -transportierenden Vorgänge. Sie bethätigt sich überall dort auf der Erdoberfläche, wo die Neigung des Bodens genügt, um die Produkte der säkularen Zerstörung und Zersetzung durch fließende Gewässer wegzuspülen und zu entfernen (Denudationsregionen).

Der Denudation verdanken die Gebirge ihre jetzige Oberflächengestaltung, wobei die Erosionsrinnen als Abzugskanäle für die fortwährend erzeugten Verwitterungsprodukte und Absturzmassen der benachbarten Berge dienen (siehe § 12). Durch diese kontinuierlichen und allseitigen Materialverluste haben letztere allmählich an Stelle ihrer ursprünglich massigen plumpen Form ihre heutigen Konturen erhalten, dabei aber gleichzeitig auch an Höhe eingebüßt. So beträgt z. B. nach Heim die heute noch übrig gebliebene Gebirgsmasse der Alpen nur ungefähr die Hälfte derjenigen, die durch Faltung emporgestaut wurde, während die andere Hälfte bereits denudiert und durch die Thäler weggeführt ist. Durch noch länger andauernde Denudation können alte Hochgebirge zu Hügelland erniedrigt worden sein, in welchem nur noch die innere Tektonik auf die einst hoch emporgestauten Falten hinweist (Rumpfgebirge S. 187).

N. Jahrb. 1878. S. 10. — G. Berendt. Ebend. 1881. Bd. II. S. 121. — F. Noetling. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879. S. 339 u. a.

*) Gümbel. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. zu München. 1872. S. 245.

In flacheren Gegenden ist die Wirkung der Denudation dort am augenfälligsten, wo durch sie ausgedehnte Schichtenkomplexe bis auf kleine schollenartige Reste vollständig vernichtet worden sind. Letztere sind z. T. durch Verwerfungen in eine geschützte Lage zwischen tiefere, von der Denudation noch nicht erreichte Gesteine gelangt und dadurch der Abtragung entgangen, — z. T. in Gestalt isolierter kuppen- oder klippenartiger Ruinen übrig geblieben, — endlich als lappenförmige Überreste durch Überlagerung vulkanischer Massen vor Wegspülung beschirmt worden. Beispielsweise mag an die frühere Bedeckung des Landstriches zwischen Kassel, Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt durch den Lias erinnert werden, von welchem nur noch kleine isolierte Partieen in der Nähe der genannten Orte übrig geblieben sind, während er sonst vollkommen verschwunden ist. Ähnliches gilt von der oberen Kreideformation, welche sich von ihrem norddeutschen Hauptverbreitungsgebiete bis in die Gegend südlich vom Harz erstreckt haben muss, jetzt aber nur noch durch einen kleinen Lappen bei Worbis angedeutet ist. Auch die oberen Keuperschichten zwischen Thüringer Wald und Harz*) sind zum großen Teile diesem Vernichtungsprozesse verfallen. Analoge Erscheinungen wiederholen sich südwestlich vom Thüringer Walde, wo Bücking**) die Masse des von einem 1 1/2 □ Meile großen Gebiete denudierten Buntsandstein- und Muschelkalkmaterials auf über 26000 Millionen Kubikmeter berechnet, die genügen würde, um eine Fläche von 466 □ Meilen 1 m hoch zu bedecken. In fast allen Teilen der Kontinente wiederholen sich solche Denudationen, welche als vernichtende, erniedrigende und oberflächengestaltende Faktoren sowohl während der Jetztzeit, als in früheren Perioden eine sehr große Rolle spielen.

§ 15. **Transport und Absätze von seiten fliefsender Gewässer.** Es ist schon hervorgehoben worden, dass die Transportfähigkeit des Wassers von der Schnelligkeit der Bewegung desselben, also von dem Gefälle und der Wassermenge abhängig ist. Demzufolge ist auch der dem Gebirge angehörige Oberlauf der Flüsse der Schauplatz der großartigsten Gesteinsschübe. Hier ist die Bildung von ganz bedeutenden, oft mehrere Tausend Meter breiten Schuttkegeln an solchen Stellen, wo tiefe Schluchten in breite Thäler ausmünden, eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Überhaupt werden die Wildbäche oft durch heftige Regengüsse und Wolkenbrüche so geschwellt und mit Gesteinsmassen überladen, dass sie wie gewaltige, Alles vernichtende Schlammströme aus den Schluchten hervorbrechen und enorme Felstrümmer mit sich führen, um diese, sobald sie in die Weitungen des Hauptthales eintreten, wo ihre Transportkraft erlischt, zu einem fächerartig

*) M. Bauer. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1881. S. 57.
**) H. Bücking. Ebenda 1880. S. 60.

vorgeschobenen Schuttkegel aufzuhäufen (Murbrüche). Unter normalen Verhältnissen werden nur Sand und Schlamm von den Gebirgsbächen schwebend fortgeführt, die größeren Gesteinsstücke hingegen auf ihrem Boden fortgerollt und fortgeschoben. Dabei kommt der Umstand in Betracht, dass die meisten Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Gebirge einen größeren Anteil nehmen, nur ein spezifisches Gewicht von 2,0 bis 2,9 besitzen, so dass sie, im Wasser liegend, fast um die Hälfte ihres Gewichtes erleichtert werden und somit einer geringen Kraft bedürfen, um fortbewegt zu werden. Durch andauerndes Rollen und Aneinanderreiben dieser anfänglich eckigen Gesteinsbruchstücke werden dieselben allmählich zu abgerundeten Geschieben oder Geröllen, wobei zugleich feine, im Flusswasser schwebende und dasselbe trübende Teilchen gebildet werden. Schieferfragmente nehmen keine kugelige oder eiförmige Gestalt an, sondern zerfallen in Platten, deren Ecken sich allmählich abrunden. Am leichtesten werden Geschiebe von thonigem oder kalkigem Sandsteine bei ihrem Transporte zerkleinert und zerstört und zerfallen bald durch Auflösung ihres Bindemittels in losen Quarzsand. Daher führen Flüsse, welche Sandsteingebirge durchschneiden, große Massen dieses letzteren mit sich. Je weiter Geschiebe von einem Flusse fortgeführt werden, desto mehr nehmen sie an Größe ab. Anfänglich, also im Hochgebirge, groß und scharfeckig, runden sie bereits in kurzen Strecken ihre Kanten ab und verlieren in demselben Verhältnis, wie ihre Entfernung von dem Ursprungsorte zunimmt, an Größe, bis sie, falls der Lauf der Flüsse nicht allzu kurz ist, als Sand und Schlamm, namentlich aber als schwebende Teilchen (Silt, Flusstrübe) an dessen Mündung gelangen. Die Quantität dieses feinen Detritus ist zum Teil überraschend groß. So führt der Mississippi dem Golf von Mexiko jährlich eine solche Masse von Schlamm zu, dass dieser, wenn er sich zu einer zusammenhängenden Ablagerung absetzen sollte, eine englische Quadratmeile etwa 80 m hoch bedecken würde. Die jährlichen Sedimente des Ganges werden auf 235 Millionen kbm geschätzt, welche ein Lager von 26000 m Länge und Breite und $^1/_3$ m Dicke geben. Die Niederschläge, welche die Donau bei gewöhnlichem Wasserstande jährlich dem Schwarzen Meere zuwälzt, würden eine Schicht von einer Quadratmeile und 0,8 m Dicke bilden; der Rhein führt bei Bonn jährlich genug schwebende Teilchen vorbei, um eine Schicht von 1956 m im Quadrat und $^1/_3$ m Dicke abzulagern.

Wo die bis dahin starke Neigung der Flussbetten und deshalb die Stromgeschwindigkeit und Transportfähigkeit der Gewässer eine geringere wird, setzen sich die Gerölle ab. Es ist dies der Natur der Sache nach namentlich dort der Fall, wo die Flüsse aus den Gebirgen in die Ebene treten. Infolge dieser Ablagerungen erhöhen die Ströme in der Region ihres Unterlaufes allmählich ihr Bett, versanden, brechen aus, stürzen sich

über ihre Ufer, graben sich ein neues Bett und verlassen zuweilen das ältere. Um dies zu verhüten, und sich und ihre Fluren vor derartigen Überschwemmungen zu sichern, dämmen die Bewohner der Stromthäler die Ufer der Flüsse ein. So lange die Ufer der Ströme noch nicht künstlich reguliert und eingeengt sind, ergießen sich deren Wasser bei jeder Hochflut über die flachen Thalsohlen, so dass die Stromthäler oft weite, meilenbreite Seen bilden, in welchen sich, je nach der Entfernung derselben von dem Gebirge, Kies, Sand und Schlamm absetzen. Je niedriger die Ufer sind, desto mehr wird das flache Uferland mit Detritus überschüttet. Vertieft sich im Laufe der Zeit das Bett des Stromes durch Erosion, so werden die ursprünglichen fluviatilen Ablagerungen, welche auf beiden Seiten der Flüsse mehr oder weniger breite Zonen bilden, wieder vernichtet, um neuen, tiefer liegenden Platz zu machen. Bleiben schmale Streifen der alten Kies- und Sandablagerungen an den Abhängen der benachbarten Thalgehänge zurück, so werden diese als Flussterrassen bezeichnet, sind in allen Gebirgsthälern häufige Erscheinungen und wiederholen sich hier oft in verschiedenen Niveaus über einander.*) In diesem Falle sind entsprechend den einzelnen Stadien der fortschreitenden Thalvertiefung die höchst gelegenen Terrassen die ältesten, die tiefer gelegenen die jüngeren Gebilde. Ganz ähnlich gestaltete Schotterterrassen entstehen jedoch auch auf die Weise, dass durch übermäßige Zuführung von Gebirgsschutt infolge außergewöhnlicher Vermehrung der Wassermassen der Boden bereits fertig existierender Thäler erhöht wird, ja letztere ganz ausgeebnet werden. Schneidet sich später der Fluss von neuem in diese Ablagerungen ein und verlegt seine Erosionsarbeit immer tiefer, so können stufenförmige Reste der Geröllausfüllung der Thäler an deren Gehängen in Form von Schotterterrassen zurückbleiben (Accumulationsterrassen Penck's). Ihre Gestalt ist den erstbeschriebenen sehr ähnlich, nur entstammt, umgekehrt wie bei letzteren, das Material der höchsten Terrasse einem jüngeren Zeitabschnitte als das der untersten.

§ 16. **Deltas.** Dort, wo die Flüsse ihre Wassermassen in Seen oder in das Meer ergießen, bilden sich unter gewissen Bedingungen durch den Absatz mechanisch fortgeführten Gesteinsmateriales Deltas.**) Die Seen, welche von den aus dem Gebirge tretenden Flüssen durchströmt werden, dienen deshalb als Klärungsbecken, in welche die Gewässer, mit Schutt, Schlamm und Sand beladen, eintreten und welche sie vollkommen klar und

*) Vergl. A. Heim. Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. — A. Bodmer. Terrassen und Thalstufen in der Schweiz. Zürich 1880. — A. Penck. Periodizität der Thalbildung. Verhandl. der Gesellsch. für Erdkunde. Berlin 1884. S. 39.

**) Rud. Credner. Die Deltas. Peterm. geograph. Mitteilungen; Ergänzungsheft No. 56. 1878.

ohne eine Spur mechanisch suspendierter Teilchen verlassen. Diesem Zwecke dient beim Rhein der Bodensee, der Vierwaldstätter See bei der Reuß, der Brienzer und Thuner See bei der Aar, der Genfer See bei der Rhône. Die Deltas, welche diese Ströme an ihren Einmündungsstellen bilden, bestehen aus abwechselnden Sand-, Kies- und Lehmlagen, welche eingeschwemmte Reste von Pflanzen, Land- und Süßwassertieren in größerer oder geringerer Menge einschließen und zum Teil regelmäßige, allseitig flach abfallende, zum Teil aber auch und zwar namentlich bei den an Hochfluten reichen Strömen höchst verworren gelagerte Schichten bilden. Die schweren Geschiebe werden unter normalen Verhältnissen direkt an der Mündung des Flusses abgesetzt, während Sand und Schlamm weiter und die feinen schwebenden Teilchen bis zu noch größerer Entfernung fortgeführt werden. Die Sonderung des Gesteinsmateriales nach der Korngröße würde eine gleichmäßige und durchgehende sein, wenn die Stromschnelligkeit der in den See tretenden Gewässer sich stets gleich bliebe; da sie aber in gewissen Zeiten durch Anschwellen der Ströme vergrößert, in anderen durch Abnahme der Wassermenge verringert wird, so werden auch zeitweilig größere Geschiebe und grober Sand so weit in den See geschleudert, als unter anderen Bedingungen die feinsten Schlammteilchen gelangen werden. Daher die Abwechslung grober Kies- und feiner Lehmschichten. Die entstehenden Deltas haben die Gestalt flacher Kegel mit oben steilerer an ihrem Fuße immer flacher werdender Böschung. So erstreckt sich das Delta der Aar bei deren Eintritt in den Brienzer See etwa 1100 bis 1200 m weit in diesen letzteren hinein; die abgelagerten Schuttmassen bilden nahe der Flussmündung eine Böschung von 30—35°, die jedoch mit der Entfernung von jener immer flacher wird und sich allmählich an den fast horizontalen Boden des Sees anschmiegt. Ähnliches gilt von dem seit der 1851 erfolgten Geradelegung der Reuß im Vierwaldstätter See gebildeten Delta. Dasselbe hatte 1878 einen Inhalt von etwa 4 Millionen Kubikmetern, so dass die Reuß an ihrer Mündung jährlich durchschnittlich 150 000, täglich etwa 548 kbm Geschiebematerial ablagert.*)

Die Bildung von Deltas an der Ausmündung großerer Ströme in das Meer wird überall dort vor sich gehen, wo letztere durch vor ihnen liegende Flussbarren und Uferwälle geschützt sind. Dadurch werden Lagunen gebildet, in welche vom Flusse Sand, Schlamm und schwebende Teilchen geführt und dort in ähnlicher Weise wie in einem ruhigen Binnensee abgelagert werden. Durch fortgesetzte Niederschläge werden die Lagunen allmählich ganz oder teilweise ausgefüllt, so dass sich der neugebildete Boden im Laufe der Zeit über das Meeresniveau erhebt und ein flaches, von

*) A. Heim. Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. Taf. II.

sich verzweigenden Flussarmen durchfurchtes und seichte Seen, die Überreste der Lagunen, umfassendes Land bildet, an dessen Meeresufern sich die sandigen Uferwälle erheben. Nur ausnahmsweise und zwar hauptsächlich infolge von Menschenhand aufgeführter Strombauten überschreiten die Deltaabsätze die Uferwälle und treten in das offene Meer vor (marine oder vorgeschobene Deltas). Eine viel allgemeinere Bedeutung für die Genesis der Deltas, als den Uferwällen, schreibt R. Credner (l. c. S. 40) den säkularen Hebungen der Festlandsküsten zu, infolge deren die submarinen Absätze der Flüsse über den Wasserspiegel hervortauchen.

Einige der bedeutendsten Deltas sind die des Rheines, der Rhône, des Po, der Donau, des Niles, des Ganges und des Mississippis. Als erläuternde Beispiele mögen an dieser Stelle kurze Beschreibungen der Deltas des Niles und des Mississippis Platz finden.

Das Delta des Niles ist eine vollkommen horizontale Ebene von 22194 qkm Größe und von der Gestalt eines Dreieckes (siehe Fig. 68). Die nach dem mittelländischen Meere zugewandte Basis desselben bildet einen weiten, nach diesem zu konvexen Bogen und ist gegen das Meer zu von einem sich

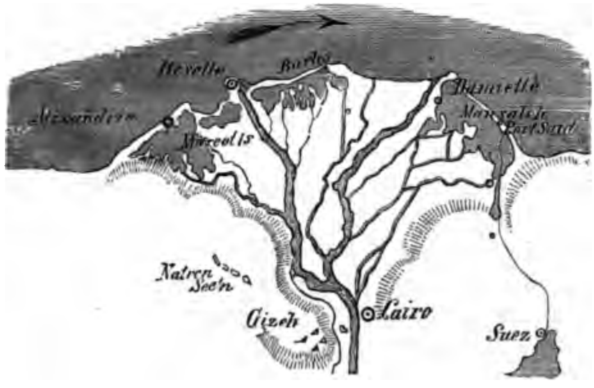


Fig. 68. Das Nildelta.

über das Delta erhebenden, nur stellenweise unterbrochenen, ebenfalls bogenförmigen Damm von Dünensand und sandigem, zum großen Teile von Foraminiferen gebildeten Kalkstein, dem Uferwall begrenzt. Das Delta selbst ist von den beiden, sich vielfach verzweigenden Armen des Niles (dem von Rosette und dem von Damiette) durchschnitten und von vier großen, sehr seichten Lagunen unterbrochen, welche etwa 4500 qkm einnehmen, vom Meer durch den Uferwall getrennt sind, nur vermittelst schmaler Unterbrechungen dieses letzteren mit jenem kommunizieren, immer mehr von Sand und Schlamm angefüllt und deshalb einst vollkommen verschwinden werden. Das ganze Delta besteht bis zu 14 oder 15 m Tiefe aus horizontalen Schichten eines bei den periodischen Überschwemmungen des

Niles abgesetzten feinen, braunroten Lehmes, unter welchem sich Ablagerungen von Meeressand ausbreiten. Die Höhe der Absätze des Nilwassers im Gebiete des Deltas wird auf 61 mm im Laufe von 100 Jahren geschätzt. Aus alle dem geht hervor, dass der Nil ursprünglich in eine Bucht mündete, welche nach dem Meere zu von einem Uferwalle begrenzt wurde und welche allmählich von Nilschlamm ausgefüllt und so zum Nildelta umgestaltet wurde.

Viel zerschlitztere und unregelmäßigere Gestalt hat das Mississippi-Delta, dem ein umrandender Uferwall fehlt und dessen Bildung und stete Verschiebung mit der säkularen Hebung der benachbarten Küste in Zusammenhang stehen dürfte. Das Delta des Mississippis besitzt über 320 km Länge, über 300 km Breite, besteht aus äußerst flachem, niedrigem Lande, welches jedoch während des größten Teiles des Jahres von einer trüben Flut überschwemmt ist. Das Delta wird außer durch den Hauptstrom des Mississippis von einer bedeutenden Anzahl sich vielfach verzweigender Nebenarme (Bayus) durchschnitten und von Sümpfen und flachen Lagunen unterbrochen. Von dem eigentlichen Delta aus streckt sich der beiderseits von schmalen Streifen jüngster Alluvionen eingedämmte Mississippi meilenweit in das Meer hinaus, um sich dann in 3 divergierende »Pässe« zu teilen. Die Mächtigkeit der Deltaabsätze beträgt bei New-Orleans etwa 10 m, weiter südlich bis zu 30 m; ihre Anschwemmung und Ablagerung geht jedoch so schnell vor sich, dass in kürzester Zeit die bedeutendsten Veränderungen der Konturformen des Deltas hervorgebracht werden, und die Pässe des letzteren in gewissen Jahren um mehr als 80 m anwachsen und in das Meer vorrücken.

Ganz anderer Art sind die Erscheinungen in Flussmündungen, an Küsten, welche sich im Zustande langsamer Senkung befinden. Durch letztere wird die Bildung von Deltas verhindert, indem die abgesetzten Sedimente zwar Sandbänke, Untiefen und Barren aufbauen, aber den Wasserspiegel nicht erreichen. Daher rührt die weitgeöffnete, trichterförmige Gestalt solcher Flussmündungen. Dies gilt z. B. von der Elbe, Weser, Seine, Loire, dem Hudson, Delaware, Amazonas u. a. an sich senkenden Küsten mündenden Flüssen (vergl. S. 178).

§ 17. **Die mechanische Thätigkeit des Meeres.** Nur der bewegte Ozean übt eine mechanische Thätigkeit aus. Die Meereswasser werden durch die ozeanischen Strömungen, die Gezeiten, Sturmeswogen und Wasserbeben in den Zustand der Bewegung versetzt.

Die mechanische Thätigkeit des Meeres kann, wie die der fließenden Gewässer, eine zerstörende, transportierende und absetzende sein. Der zerstörende Effekt der See auf ihre Küsten beruht auf der Höhe der Flut, auf der Richtung und Schnelligkeit der Flutwelle, auf der Richtung der vorwaltenden Winde und Stürme, auf der Gewalt der Wogen, auf der petro-

graphischen Beschaffenheit und dem geologischen Bau der Ufer, sowie auf den Konturen und der Steilheit derselben. Granit, Gneiß, Syenit, Basalt widerstehen dem Anpralle der Wogen besser, als Sandstein, Mergel und Kalkstein, — horizontal gelagerte Schichten werden leichter unterwühlt und vernichtet, als seewärts geneigte, auf denen die Welle widerstandslos hinauf läuft, — an flachen, sandigen Küsten tritt mehr die aufbauende Thätigkeit des Meeres hervor und eine an Vorgebirgen und Buchten reiche Küste wird durch die Vermehrung der Angriffspunkte unter sonst gleichen Verhältnissen eine stärkere Zerstörung und Veränderung erleiden, als geradlinige Strecken. Die Wogen des Ozeanes wirken mit der zerstörenden Kraft eines Wasserfalles auf die Küsten, welche unter diesem Einflusse beständigen Veränderungen unterworfen sind. Zunächst entsteht unter der Einwirkung der Brandung an Steilküsten im Niveau der ersteren eine horizontal verlaufende hohlkehlenartige Einkerbung. Die ihrer Basis beraubte Felswand stürzt herab, — die Gesteinstrümmer werden von den Wogen zerkleinert, abgerundet und wie Projektile gegen die Küste geschleudert, — die Unterminierung und der Einsturz widerholen sich, — die Brandungslinie rückt landeinwärts, — es entsteht eine flach ansteigende Brandungsterrasse

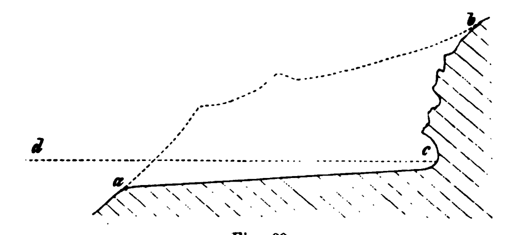


Fig. 69.
ab = ursprüngliches Profil der Steilküste. *ac* = Brandungsterrasse.
cd = Meeresniveau bei Fluthöhe.

(Fig. 69, *ac*). Mit ihrer Verbreiterung schwächt sich die erodierende Wirkung der Brandungswogen und hört endlich ganz auf. Die Gestade der Insel Helgoland, sowie die felsigen Küsten von Norfolk und Suffolk in England zeigen, wie großartig die zerstörende Macht des Meeres ist.

Ist dahingegen die Küste, auf welche die Meeresbrandung einwirkt, einer säkularen Senkung unterworfen, so bewirkt die langsam landeinwärts schreitende Brandungswelle eine Abtragung, Abrasion, durch welche ausgedehnte Territorien und ganze Bergmassen betroffen werden können (Fig. 70). An die Stelle der letzteren treten ebene, flachwellige oder bei ruckweiser Verschiebung der Strandlinie terrassenförmig aufsteigende Abrasionsflächen, deren Oberflächengestaltung dann mit ihrer inneren Tektonik in keinerlei Zusammenhang, ja in Widerspruch zu stehen pflegt. Der durch die Brandungswelle erzeugte und fortgeführte Detritus kann sich unmittelbar auf dem neu erzeugten Meeresgrunde ablagern, sodass mit der Abrasion

eine übergreifende (transgredierende) Schichtenbildung (siehe S. 181) Hand in Hand ging.*)

Was die Thätigkeit des Ozeanes als Transportmittel der in denselben geführten Sande und Kiese betrifft, so beschränkt sich dieselbe

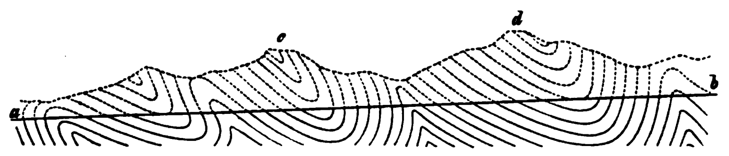


Fig. 70. Abrasion bei kontinuierlicher Senkung des Landes. *ab* = Abrasionsfläche, *acd* = abgetragene Gebirgsmasse.

wesentlich auf schmale und flache, von den Wellen aufgewühlte Küstenstriche, und zwar ist sie hier darauf gerichtet, die aus den Flussmündungen herausgeschwemmten Schutt- und Sandmassen an die Ufer der Kontinente zurückzutreiben und dieselben dort abzusetzen (Litoral-Bildungen). Weder Ebbe und Flut, noch Sturmeswogen dienen zur ozeanischen Verbreitung des Flussschuttes und Sandes, im Gegenteile drängen sie dieselben an die Küsten. Deshalb können sich auf dem eigentlichen Meeresgrunde keine grobklastischen Gesteine, wie Sandsteine oder Konglomerate bilden, deren Ablagerung auf die Küstenzonen beschränkt bleibt. Nur die von den Wassern in Suspension gehaltenen feinsten Sand- und Schlammteilchen erhalten, begünstigt durch die Strömungen des Meeres, eine weitere Verbreitung in diesem. Die durch ihren Absatz erzeugten Ablagerungen des blauen und grünen Schlammes**) dehnen sich lokal bis 450 km von der Küste aus und erstrecken sich bis in die größten Meerestiefen. Die gröberen Sand- und Kiesmassen, welche die Flüsse dem Ozeane zuführen, vermehrt um die Produkte der zerstörenden Meereswogen, werden von den Wellen zu Uferwällen aufgeworfen, wo die Wogen unablässig an ihrer Zerkleinerung arbeiten, die feineren Sandkörnchen mit sich zurücknehmen und an dem Fuße des aus dem zurückbleibenden gröberen Materiale bestehenden Dammes wieder ablagern. Auch an dem Ausgange flacher Buchten türmen sie sich auf und verwandeln diese allmählich zu Binnenseen oder Lagunen. Münden Flüsse in diese letzteren ein, so wird, wie früher gezeigt, deren Absätzen Gelegenheit zu Deltabildungen und allmählicher völliger Ausfüllung der Lagunen gegeben. An allen Küsten, an denen sich überhaupt Raum zu ihrer Ausbildung findet, zeigen sich diese

*) Ramsay. Physic. Geol. and Geograph. of Gr. Britain. 5. ed. 1878. Cap. 30. — F. von Richthofen. China. Bd. II. 1882 und Führer für Forschungsreisende 1886 S. 336—364. — Rüttimeyer. Die Bretagne. 1883.

**) Murray et Renard. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg. 1884. III. p. 25.

Uferwälle. In Deutschland ziehen sie sich von Schleswig die Nordsee entlang bis nach Holland, an den Gestaden der Ostsee treten sie als Nehrungen zwischen den Lagunen der Flussmündungen (den Haffen) und der offenen See auf (s. Fig. 71). Selbst an Stellen, wo diese Uferwälle durch Flussmündungen unterbrochen scheinen, sind die Lücken nur oberflächlich, indem eine Sandbank, die **Barre**, in der Fortsetzung des Uferwalles die Mündung der meisten größeren Ströme quer durchzieht. Ganz ähnliche Erscheinungen sind die **Peressips**, welche an der Westküste des schwarzen Meeres die Mündung vieler Ströme bogenartig umziehen, sodass vollständig abgeschlossene Seen entstehen, die durch in den Wall eingeschnittene Kanäle mit dem Meere kommunizieren.



Fig. 71. Frische und kurische Nehrung (Uferwälle); frisches und kurisches Haff (Lagunen).

Nirgends sind diese vorgeschobenen und vom Festlande durch einen Strich flachen Wassers getrennten Uferwälle so vollkommen ausgebildet, wie an der Ostküste Nordamerikas von Long Island bis Florida, und zwar namentlich in der Nachbarschaft des Kap Hatteras. Ihre Bildung lässt sich hier ganz bestimmt auf die Wechselwirkung der Gezeiten und der außergewöhnlich zahlreichen Flüsse und Ströme zurückführen. In letztere dringt die Flut, staut sie an, überschwemmt das benachbarte Flachland und bringt die Wasser eine Zeit lang zum Stehen. Infolge davon gelangen ihre Sand- und Schlammassen zum Absatz. Bei eintretender Ebbe beginnen die Flusswasser sich in Bewegung zu setzen, ihre Niederschläge wieder aufzuwühlen und nach dem Meere zu schaffen. Auf den flachen Küstenzonen angelangt, breiten sie sich aus, haben den Widerstand der Meereswogen zu bekämpfen, verlieren dadurch ihre bisherige Schnelligkeit und setzen ihre Schlamm- und Sandlast von neuem ab, — es entstehen die **vorgeschobenen Uferwälle**. Die Entfernung derselben von der Mündung der Flüsse hängt von der Größe und dem Gefälle dieser letzteren, sowie von der Höhe und Stärke der Flut ab.

Da in den von Uferwällen umzogenen Ästuarien und Lagunen eine Mischung von Meeres- und Süßwasser stattfindet, so bergen sie eine ganz

eigentümliche Fauna, deren Reste für die dort abgelagerten Brackwasser-Bildungen charakteristisch sind.

In manchen Gegenden wird das Material der Uferwälle durch kalkhaltige Gewässer zu einem Konglomerate verkittet und dadurch zu einem festen Gesteine umgewandelt, meist aber bleibt es eine so lose Anhäufung, dass die von der See wehenden Winde den feinen Sand von den groben Geröllen und Kiesen trennen, ihn zu Dünen aufhäufen und als Flugsand landeinwärts treiben.*) Die Dünen sind öde, nackte, langgezogene Hügel oder zu mehreren parallel hintereinander liegende Hügelreihen, welche 10, 20, ja 90 m Höhe erreichen und dadurch entstehen, dass der Wind den während der Ebbe trocken gelegten Sand hügelartig zusammenfegt und vor sich her treibt. Infolge davon sind die Dünen in einem beständigen Vorrücken in das Festland begriffen und sind imstande, fruchtbare Fluren in öde Sandhügel zu verwandeln, ja allmählich ganze Dörfer zu vergraben, von denen nur noch die Spitzen der Kirchtürme und Kamine hervorragen (siehe Fig. 83).

Überall zeigt es sich, dass die augenblickliche Erscheinungsweise der Erdoberfläche nur ein vergängliches Bild in dem Umgestaltungsprozesse unseres Planeten, nur eine momentane Gruppierung des ruhelos wandernden Stoffes ist, welcher nur scheinbar eine gewisse Stabilität bewahrt. In allen Richtungen wird das Wasser seiner Aufgabe gerecht: auszugleichen, was der Vulkanismus aufgetürmt, und die flache, ursprünglich von Gebirgen noch nicht unterbrochene Gestalt der Erde wieder herzustellen.

2. Das Eis als geologisches Werkzeug.

Die Mitwirkung des Eises auf die Gestaltung der Erdoberflächenverhältnisse hat sich der Natur der Sache nach weniger durch Wassereis, als durch die größeren Ansammlungen von Landeis, welche man als **Gletscher** bezeichnet, geltend machen können.

Litteratur:

A. Heim. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart. 1885.

§ 1. Wesen der Gletscher. Gletscher sind Eisströme, welche in den Hochschneefeldern entspringen und sich in langsamem Flusse thalabwärts bewegen. Die Heimat des Hochschnees sind die oberhalb der Schneelinie gelegenen Partieen des Hochgebirges, sowie das Innere des polaren Festlandes, wo er sich als Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit bildet.

*) F. Czerny. Petermann's geograph. Mitteil. 1876. Ergänzungsheft 48. S. 25. — H. Keller. Gestaltung der Sandküsten. Zeitschr. f. Bauwesen. 1881. S. 189. 301. 411.

Hier bleibt er infolge der Kälte und Trockenheit der Luft fast unverändert und würde in das Unendliche anwachsen, wenn die Schneemassen nicht nach unten pressten und dadurch ihre ursprüngliche Lagerstätte verlassen müssten. Dabei bildet er sich zu rundlichen Körnern, dem Firn, dann infolge von Druck und Durchtränkung mit gefrierendem Wasser zu kompaktem Firn-Eis und in noch tieferen Niveaus zu Gletscher-Eis um. Jedoch gestaltet sich der Firn nicht erst an seiner unteren, als Firnlinie bezeichneten Grenze zum Gletscherstrom, es ist dies vielmehr nur die Region, in welcher der bereits auf dem Boden der Firnanhäufung fertig gewordene Gletscher unter seiner Firnbedeckung hervortritt. Diese ist anfänglich dünn, je höher man sich jedoch von der Firnlinie entfernt, desto schwächer wird die Eislage auf dem Grunde des Firnes und desto mächtiger dieser selbst. Der Druck der oberen Firnmassen auf den darunter gelegenen Firn ist die Veranlassung zur Vereisung des letzteren und somit zur Gletscherbildung.

Die Firnschneefelder sind demnach die Eisreservoirs, aus denen die Gletscher entspringen und ernährt werden, so dass sich Gletscher und Schneefelder zu einander verhalten, wie ein Fluss zu dem See, welchem er Abfluss verschafft. Es bewegt sich also auch die Firnmasse fort und fort abwärts, bis sie in oben angegebener Weise in Gletschereis umgewandelt wird und dann als solches die Bewegung fortsetzt. Die erste Bedingung für die Entstehung der Gletscher ist demnach die Existenz von Sammelgebieten des Firns, also innerhalb der Schneeregion gelegener Areale der Erdoberfläche. Je nach der Gebirgsgestaltung dieser Firngebiete hat man verschiedene Typen der Vergletscherung zu unterscheiden. Bei den alpinen Gletschern bestehen deren Nährgebiete aus weiten Mulden und Kesseln, welche von Gebirgskämmen, Graten und Gipfeln steil umrandet und abgeschlossen werden. Aus dieser Firnmulde wächst der Gletscher heraus und ergießt sich, dem Thale folgend, bis z. T. weit unter die Schneelinie. Die großen Eisströme nennt man Gletscher erster Ordnung, die kleineren, nicht bis auf die Thalsohlen herabreichenden Gletscher zweiter Ordnung, Hängegletscher oder Jochgletscher. Einen von diesen scharf individualisierten alpinen Gletschern verschiedenen Typus repräsentieren die Vergletscherungen Skandinaviens und Grönlands. Die Plateauhochflächen Skandinaviens tragen, soweit sie in die Schneeregion hinein ragen, flache, weit ausgedehnte Firnfelder (Justedalstraen = 900 qkm), aus deren Rande sich zahlreiche, kleine, meist steile Gletscher radial in die Thäler ergießen. Ihnen allen ist ein Nährgebiet gemeinsam. Die Grönländische Vergletscherung endlich besteht in einer gewaltigen, über 1000 m mächtigen allgemeinen Eisüberflutung (Inlandeis, Binneneis), aus welcher nur ganz vereinzelte Felsgipfel (Nunataker) hervorragen. Die Oberfläche dieses Binneneises senkt sich vom Inneren (über 1800 m) flach nach der Küste. Dasselbe bewegt sich als einheitliche Masse radial und

zerteilt sich erst am äußersten Rande in große Auslaufsgletscher, welche in die Fjords fließen.

§ 2. **Innerer Bau der Gletschermasse.** Die Gletschermasse besteht aus dicht aneinander gepressten, unregelmäßigen, krystallinen Eiskörnern und besitzt eine plattig lamellare Struktur, indem es sich aus lauter sich allseitig auskeilenden Blättern und Lagen zusammensetzt, von denen die einen dicht, homogen, durchsichtig und blau, die anderen mit jenen wechsellagernden schaumig, blasig und weiß sind (Blaubänderstruktur). Diese verschiedenartigen Eislagen schmelzen auch verschieden schnell, die glasigen langsamer, die schaumigen schneller. Infolge dessen erscheint deren die einzelnen Lagen schneidende Oberfläche bei günstiger Beleuchtung durch zahllose Rippen und Furchen moiréeartig liniiert.

Die Lagerungsweise dieser Blaubänderstruktur ist eine freilich von den Konturen des Gletscherbettes in mannigfachster Art modifizierte Muldenform. Breitet sich der Gletscher aus, so bilden seine Eislagen eine flache Mulde; meist stehen die Bänder in der Mitte senkrecht und fallen an den beiderseitigen Rändern steil gegen die zentrale Zone ein; wird dem vordringenden Gletscher durch Felsvorsprünge ein besonders starker Widerstand geleistet, so biegen sich die Eislagen fächer-, schalen- oder wellenförmig, zickzack- oder maserartig zusammen. Diese Band- und Lagenstruktur des Gletschereises ist als eine Folge des Druckes, als eine der falschen Schieferung entsprechende sekundäre Erscheinung aufzufassen. Unabhängig von ihr verläuft die meist fast horizontale wirkliche Schichtung der Gletschermasse, welche besonders durch Staub und Sand führende Lagen angedeutet wird. Schmutzbänder, welche sich bogenförmig quer über den Gletscher ziehen, bestehen in oberflächlichen Auflagerungen.

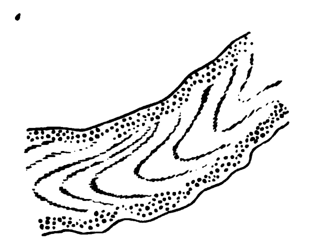


Fig. 72. Schmutzbänder auf einem Gletscher.

§ 3. **Bewegung der Gletscher.** Die Gletschermasse füllt die von den Firnfeldern sich nach abwärts ziehenden Thäler in ihrer ganzen Breite und bis zu ziemlicher Höhe aus und fließt in ihnen unaufhaltsam und beständig thalabwärts. Sie befindet sich in einem plastischen Zustande; infolge dessen werden ihre Bewegungen durch Verengungen ihres Bettes oder Unebenheiten des Bodens nicht verhindert, vielmehr schmiegt sie sich den letzteren an, quillt durch Engpässe hindurch und breitet sich bei Erweiterung des Thales wieder aus. Tritt einer vorrückenden Gletschermasse ein niedriges Felsenriff in den Weg, so schiebt sie sich an demselben in die Höhe und über dasselbe hinweg; in ähnlicher Weise drängt sie sich Felsenabhänge hinab und spaltet sich dabei in verschieden gestaltete Eisblöcke. Mehrere Gletscherströme können sich zu einem Hauptgletscher vereinigen

und verschmelzen dann zu einer einzigen Gletschermasse. Die Oberfläche der Gletscher ist nur an solchen Stellen ziemlich eben und zusammenhängend, wo die Neigung der Thalsohle eine gleichmäßige ist, dort aber, wo sich letztere, also das Gefälle ändert, wo demnach Unebenheiten des Untergrundes zu überwinden sind, zerberstet die gegen Zug nicht nachgiebige Gletschermasse und wird durch tiefe, breite Querspalten durchsetzt (Fig. 73 *a*). An Punkten aber, wo eine Veränderung der Breite, und zwar eine Erweiterung des Gletscherbettes eintritt, entstehen Längsspalten (Fig. 73 *b*), an Vorsprüngen des Ufers Randspalten, welche mit 45° aufwärts gegen die Mitte des Gletschers gerichtet sind. Plötzliche Abstürze des Thalgrundes sind die Veranlassung einer vollkommenen Zerklüftung und Zerberstung der ganzen Eismasse in lauter kleinere und größere Blöcke, also zur Bildung eines Eisfalles (Gletscherkaskade). Kreuzen sich zwei Spaltensysteme, so entstehen turm- oder obeliskenartige Eisfelsen, die sogenannten Eisnadeln, welche oft unter donnerartigem Gedröhne zusammenstürzen. Die Gletscherspalten sind, um Emmerich's Worte zu gebrauchen, ebenso von dem Profile des Gletschergrundes und dem Verlauf der Gletscherufer bestimmt, wie jede Brechung der Oberfläche eines fließenden Gewässers durch Neigung und Beschaffenheit des Flussbettes. Wie die geringste Stromschnelle stets an derselben Stelle verharrt, wie zu dem gewaltigsten Fall das Wasser in ruhigstem Fluss herannahen kann und unter ihm allmählich die Wogen sich wieder beruhigen und zur ebenen Oberfläche ausgleichen, gerade so ist es auch mit dem Gletscher. Stets thun sich die Spalten an derselben Stelle auf, rücken vorwärts, um sich dann wieder zu schließen, während an ihrer Ursprungsstelle neue Spalten sich aufgethan haben. An derselben Felsecke am Mer de Glace, an der Saussure die strahlenförmig verlaufenden Spalten zuerst entdeckte, trifft man sie heute noch; unter der Stelle schließen sie sich wieder. Unter dem wildesten Chaos von Eisnadeln sammelt sich der Gletscher wieder zum zusammenhängenden Ganzen.



Fig. 73. Gletscherspalten.
a. Querspalten. *b*. Längsspalten.

Die von der Höhe nach der Tiefe gerichtete Bewegung des Gletschereises ist eine regelmäßige und beständige, nie ruckweise vor sich gehende, welche nicht nur auf den Sommer beschränkt ist, sondern sich auch während des Winters bethätigt, aber im Hochsommer am größten ist, wo der Gletscher von Schmelzwassern durchdrungen und am beweglichsten ist. Ebenso tritt auf steilen Senkungsflächen bei sonst gleichen Verhältnissen

eine Beschleunigung der Bewegung ein. Die gesamte Gletschermasse beteiligt sich jedoch an dieser steten Fortbewegung nicht in gleichem Grade, es verhält sich vielmehr der Gletscher in dieser Beziehung durchaus wie ein Strom, indem seine mittlere Zone schneller vorrückt, wie seine Ränder, seine Oberfläche schneller als sein Boden. Eine quer über einen Gletscher gezogene gerade Linie bildet sich deshalb nach einiger Zeit zu einer erst flachen, dann sich immer stärker krümmenden Kurve aus. An einzelnen Stellen der Eisströme finden, ähnlich den Wirbeln in Flüssen, rückläufige Bewegungen statt, welche durch vorliegende Hemmnisse bewirkt werden. (Koch u. Klocke.)

Die Größe der Gletscherbewegung hängt von der Masse, also Mächtigkeit des Gletschereises und der Stärke der Neigung seiner Unterlage ab, schwankt demnach in weiten Grenzen und beträgt z. B. bei den Gletschern der Alpen zwischen 15 cm und 1,30 m täglich. Nimmt man als gewöhnlichstes Maß derselben 20 bis 30 cm pro Tag an, so entspricht dies einer jährlichen Bewegung von etwa 75 bis 110 m. Als etwas ganz Abnormales ist die Schnelligkeit der Gletscherbewegung bei dem periodischen Vorrücken des Vernagtgletschers zu betrachten, die z. B. am 1. Juni des Jahres 1845, also an einem Tage, 12 m oder 0,5 m in der Stunde erreichte und mit dem Auge zu verfolgen war. Überraschend groß ist die Schnelligkeit, mit welcher manche Gletscher der Westküste Grönlands vorrücken. A. Helland*) beobachtete z. B. am Gletscher von Jakobshavn eine mittlere Geschwindigkeit von 14,70 bis 19,77 m in 24 Stunden, an dem von Torsukatak eine solche von bis zu 10,16 m.

Die infolge oberflächlicher Abschmelzung des Eises entstehenden Schmelzwasser rieseln in Spalten und unregelmäßigen Kanälen (Gletschermühlen) durch das Eis, durchziehen dasselbe als unzählige Wasseradern und vereinigen sich unter dem Gletscher mit den auf dessen Boden erzeugten Schmelzwassern zu Bachsystemen, um dann am unteren Ende des Gletschers aus einer höhlenartigen Öffnung, dem Gletscherthor, hervorzubrechen. Diese Gletscherbäche sind anfänglich trübe, werden aber bald, nachdem sie eine größere Menge von Sand und Schlamm abgesetzt, klar. Das Maß des Abschmelzens des Gletschers ist ein täglich zwischen einem Maximum und Minimum schwankendes. Dasselbe beginnt, wenn die Sonne sich erhebt und die Luft sich erwärmt, dann rinnen überall Fäden des prächtig grünen Schmelzwassers über seine Fläche, immer reichlicher, je höher die Sonne steigt, um abends, wenn die Sonne hinter die Berge gesunken ist, wieder gänzlich zu versiegen.

Die Erklärung der Bewegung des Gletschers, wie solche von Thomson,

---

*) Siehe: Mitteil. des Vereins f. Erdkunde in Leipzig. 1877 u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1881. S. 693. — Hammer. Peterm. geogr. Mitt. 1883. Heft 4, S. 134.

Tyndall, Helmholtz, Pfaff und Heim herrührt, lässt sich nach Letzterem folgendermaßen zusammenfassen:

Die Gletscherbewegung geht vor sich infolge der Schwere, also des thalabwärts gerichteten Druckes seiner Masse. Sie besteht einerseits in dem Gleiten des Gletschers auf seinem Untergrunde, — anderseits in einer fließenden Bewegung, welche derjenigen dickflüssiger Massen entspricht. Letztere kommt zu stande 1) durch die Plastizität des Eises; 2) durch Zerteilungen und kleine Stellungsveränderungen, beständig abwechselnd mit Regelation; 3) durch partielle innere Verflüssigung durch Druck. Unter dem hohen Drucke, der auf das Eis wirkt, sinkt der Gefrierpunkt des Wassers; es findet deshalb eine teilweise Schmelzung des Eises zu Wasser von unter Null Grad statt. Letzteres wird herausgepresst und die thalaufwärts gelegenen, abwärts drückenden Eismassen rücken um den Betrag dieser Volumenverminderung nach, die Gletschermasse bewegt sich nach und nach abwärts. Das ausgequetschte Wasser treibt auf seinem Wege einen Teil der im Gletschereise so häufigen Luftblasen aus und nimmt deren Stelle ein und gefriert hier wieder. Durch diesen Prozess entsteht zugleich die rechtwinkelig auf der Druckrichtung stehende Bänderung des Gletschereises, also die Wechsellagerung von luftblasenfreiem, blauem, und luftblasenreichem, weißem Eise (siehe oben u. sub: Falsche Schieferung).

§ 4. **Untere Grenze der Gletscher.** Die Bewegung der Gletscher ist nicht so aufzufassen, als ob unbedingt ein thalabwärts gerichtetes Vorrücken des unteren Gletscherendes mit derselben verknüpft wäre. Ein solches tritt vielmehr nur dann ein, wenn der Einfluss der herrschenden Temperatur ein stetes Fortschreiten des Gletschers nach dem Tieflande zu gestattet, also nur in polaren Gegenden, während in der gemäßigten und heißen Zone ihrer Ausdehnung nach unten durch die wärmere Temperatur eine Grenze gesetzt wird. Dieses Niveau, die Schmelzlinie (nicht zu verwechseln mit der Schneelinie), kann der Gletscher nicht überschreiten, indem sein Ende in demselben Verhältnisse abgeschmolzen wird, in welchem Gletschermasse zuströmt. Die Gletschergrenze liegt demnach in dem Niveau, wo beide Faktoren einander das Gleichgewicht halten, so dass die Schmelzlinie der Gletscher oft über 1000 m unterhalb der Schneelinie zu suchen ist. So dringen die großen Gletscher der Alpen im Mittel bis etwa 1500 m unter die Schneeregion hinab. Ganz konstant ist die Schmelzlinie nicht, ist vielmehr je nach der Verschiedenheit der klimatischen Verhältnisse in den aufeinander folgenden Jahren Schwankungen unterworfen. Treten kühle, feuchte Jahre ein, während deren wenig Eis abschmilzt, so rückt der Gletscher weiter ins Thal hinab, — ist in warmen Sommern das Abschmelzen überwiegend, so ziehen sich die Gletscher scheinbar zurück, und es werden Teile des Thales entblößt, welche früher von Eis bedeckt waren. Weit großartiger und auffallender sind jedoch die Schwankungen des Gletscherstandes innerhalb

größerer Perioden. So sind die Gletscher der Alpen seit 1850 im Rückzug begriffen, in Folge dessen viele einen Verlust von über 600—1000m an ihrer Länge erlitten haben.

Die Meereshöhe der Schmelzlinie der Gletscher wird vorzugsweise durch die Temperaturdifferenzen der verschiedenen Jahreszeiten bestimmt. Sie liegt demnach in Regionen, wo zwar sehr kalte Winter, aber heiße Sommer herrschen, höher als an Orten mit kühleren Sommern, — sie nähert sich mit anderen Worten mit dem Fortschreiten nach den Polen hin immer mehr dem Niveau der See. Fernere bestimmende Ursachen der Höhe der Schmelzlinie sind in der Reichlichkeit der atmosphärischen Niederschläge innerhalb der einzelnen Gletscherregionen und deshalb auch in der Richtung der dort herrschenden Winde zu suchen. Streichen letztere, ehe sie zu den Gletschern gelangen, über weite Wasserflächen und beladen sich auf ihrem Wege mit Feuchtigkeit, so bewirken sie durch Bildung von reichlichem Firn ein Herabrücken der Schmelzlinie. Es reichen aus diesem Grunde am Südabhange des Himalaya die Gletscher tiefer hinab, als auf der Nordseite, welche nur von den trockenen Landwinden Zentralasiens bestrichen wird. Endlich ist auch noch die Größe der Gletschermassen ein Faktor, welcher die Meereshöhe, bis zu der die Gletscher hinabsteigen, bedingt.

Die Schmelzlinie der Gletscher des tropischen Amerika liegt im allgemeinen in einer Meereshöhe von 4000—5000m, am Himalaya reicht sie bis 3400m hinab, in den Alpen ist sie, wenn man von einigen Ausnahmefällen absieht (so zog sich der Untergrindelwaldgletscher noch i. J. 1870 bis zu einer Meereshöhe von 1000m hinab), in 1500—2000m Höhe zu suchen, in Norwegen besitzt sie zwischen 60 und 61 Grad nördl. Breite 200—600 m Meereshöhe, in Novaja Zemlja, Lappland, Island und Grönland und in dem südlichsten Teile von Südamerika schieben sich die Gletscher in die See hinein, so bereits an der Küste von Patagonien unter 46½ Grad südl. Br.

§ 5. **Verbreitung der Gletscher.** Gletscherbildungen sind gebunden an Nährgebiete innerhalb der Schneeregion, wo zugleich die Bedingungen für eine Bewegung auf geneigtem Untergrunde durch Bodenerhebungen gegeben sind. Diesen Erfordernissen entsprechen die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zonen, die Gebirge und Hochplateaus der kälteren Landstriche, sowie die Kontinente der Polargegenden. Sie sind es, welche die Verbreitungsgebiete der Gletscher umfassen. In Asien tragen der Kaukasus, Mustagh, Küenlün, Thianschan, Jünling, Karokorum und Himalaya, in Südamerika nur die höchsten Spitzen, sowie das südliche Ende der Andes, und die Küsteninseln jenseits des 46. Breitegrades, in Nordamerika die Sierra Nevada und das Kaskadengebirge, in Neuseeland die Alpen der Südinsel wahre Gletscher. Im südlichen Europa sind es die Alpen und Pyrenäen, im Norden dieses Kontinentes namentlich die zwischen 60 und

70 Grad nördl. Breite gelegenen Gegenden Norwegens, welche von den weit ausgedehnten Firnfeldern ihrer Gebirgsplateaus zahlreiche Gletscherströme in ihre Thäler und Schluchten senden (so der Justedalbrae 24 Gletscher I. Ord). Die Gletscher der Alpen, deren Zahl gegen 2000 beträgt, nehmen allein einen Flächenraum von 3—4000 qkm ein, einige derselben erreichen bei einer Mächtigkeit von 270m eine Länge von 6, der Groß-Aletsch-Gletscher sogar eine solche von 16 km. In der Schweiz erzeugen namentlich die Gebirgsstöcke des Montblanc, des Monte Rosa und der Bernina, ferner die Berner Alpen mit der Jungfrau und dem Finsteraarhorn die größten alpinen Gletscher, zu denen das Mer de Glace, der Gorner Gletscher, der Aletschgletscher, Grindelwaldgletscher, Rhônegletscher u. a. zählen. Das von Gletschern eingenommene Areal beträgt im Kanton Bern 288,5 Graubünden 359,2, Wallis 971,7, Uri 114,8, Glarus 36,1, St. Gallen 7,4 Waadt 11,2, Tessin 34, Unterwalden 13,5, Schwyz 1,3 und Appenzell 1,1 qkm. In den österreichischen Alpen gehören die ausgedehntesten Gletschergebiete der Ötzthaler- und Stubay-Gruppe, ferner der Gruppe des Venediger und Groß-Glockner an. Die Gletscher der Pyrenäen sind im Verhältnis zu denen der Alpen nur von untergeordneter Bedeutung. Sie sind auf die Nordabhänge der höchsten Teile des Gebirges namentlich zwischen den Thälern der Garonne und dem Val d'Ossone beschränkt. Auch die skandinavischen Gletscher erreichen nicht die gewaltige Ausdehnung wie die der Alpen. Der mächtigste derselben, der Lodal-Gletscher, ist 8 km lang und 650—850m breit. Auch Island, Spitzbergen und die arktischen Inseln Nordamerikas besitzen große Gletscher, während das ganze Innere von Grönland von einer mächtigen Eisdecke (dem Inlandeise) überlagert ist, von welcher aus, abgesehen von zahlreichen, verhältnismäßig kleineren, hauptsächlich fünf mächtige Eisströme zur Westküste und ins Meer ziehen. Der großartigste derselben ist der Humboldt-Gletscher, welcher an der Stelle, wo er in die See tritt, eine Breite von 100 km und eine Mächtigkeit von mehr als 200m besitzt. In ganz ähnlicher Weise dringen aus der schluchten- und fjordreichen Südspitze Südamerikas Gletschermassen hervor.

Früher und zwar in der Eisperiode, welche der Jetztzeit vorausging. besaßen die Gletscher eine viel größere Bedeutung. Aus den Hauptthälern der Alpen traten mächtige Eisströme in die Ebene; die einen füllten das weite Thal zwischen Jura und dem erstgenannten Gebirge vollständig, also bis zu 1350m Höhe aus, andere drangen über den Bodensee bis weit nach Bayern und Schwaben vor. Von den Südabhängen der Alpen stiegen Eismassen bis in die Po-Niederung hinab. Großbritannien und Skandinavien nebst angrenzenden Teilen des nordeuropäischen Flachlandes ähnelten in der Eiszeit in bezug auf ihre Gletscherbedeckung dem heutigen Grönland (siehe: historische Geologie, Diluvialperiode).

§ 6. **Von den Bewegungen der Gletscher abhängige Erscheinungen.** Der Vorschub, welchen das Eis der Aufgabe des Wassers leistet, indem es Hand in Hand mit ihm die Gebirge abzutragen beflissen ist, offenbart sich am augenfälligsten in dem Transporte von Gesteinmassen auf dem Rücken der Gletscher. Von den Felspartieen, zwischen welchen sich diese hindurch drängen, stürzen zum Teil infolge der Gesteinszerspaltung durch den Frost, zum Teil infolge der zerstörenden Gewalt der Lawinen größere oder kleinere Trümmer auf die Gletscheroberfläche, wo sie sich zu vereinzelten Haufwerken ansammeln würden, wenn der Gletscher stillstände, — dadurch



Fig. 74. Ideale Gletscherlandschaft. Nach *F. Simony*.
Seitenmoränen. Mittelmoränen. Gletscherthor. Seitenmoräne.
Gletschertisch.

aber, dass er unter dem Ursprungsorte der Gesteinsbruchstücke langsam vorbei fließt, ordnen sich diese in lange, der Bewegung und den Rändern des Gletschers parallele Reihen oder Wälle, es entstehen die Seitenmoränen (Fig. 74 und 75). Mit solchen Gesteinsmassen beladen, setzt der Gletscher seine thalabwärts gerichtete Wanderung fort. Vereinigen sich auf ihrem Wege zwei Eisströme zu einem Hauptgletscher, so treten zugleich diejenigen ihrer Seitenmoränen, welche auf den miteinander beim Kontakte verschmelzenden Rändern der beiden Gletscher lagern, zusammen und bilden dann auf dem Mittelrücken des neu entstandenen Hauptgletschers eine

Mittelmoräne. Je mehr Zuflüsse ein Gletscherstrom aufzuweisen hat, desto zahlreicher sind deshalb seine Mittelmoränen. Gleich den Seitenmoränen bilden sie langgestreckte Wälle, welche nach abwärts an Höhe und Breite stets zunehmen. An seiner Grenzlinie angelangt, schmilzt das Eis des Gletschers, seine Belastung stürzt auf die Thalsohle und häuft sich hier im Laufe der Zeit zu einem oft mehrere Hundert Fuß hohen Wall, der **End-** oder **Stirnmoräne** auf. Bei gleichmäßigem Rückzuge des Gletschers besteht die Endmoräne aus einem Schuttfelde, das aus lauter kleinen, regellos zerstreuten Haufen von Moränenmaterial zusammengesetzt wird.

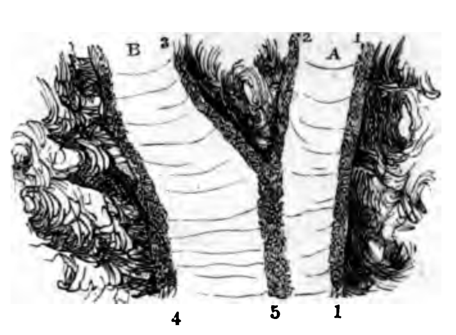


Fig. 75. 1 und 2 Seitenmoränen des Gletschers *A*. 3 und 4 Seitenmoränen des Gletschers *B*. 5 Mittelmoräne, entstanden durch Vereinigung der Gletscher *A* und *B* und der Seitenmoränen 2 und 3.

Die Seiten- und Mittelmoränen ragen oft 10, 20, ja bis 50 m über die angrenzende Gletscherfläche hervor, bestehen aber nicht in dieser ihrer ganzen Mächtigkeit aus Gesteinsschutt. Dieser bildet vielmehr nur eine verhältnismäßig dünne Decke (Fig. 76), welche das unterliegende Eis gegen



Fig. 76. Profil einer Mittelmoräne.



Fig. 77. Gletschertisch.

die Sonnenwärme schützt, während die freiliegenden Teile des Gletschers durch Abschmelzen fortwährend erniedrigt werden. Eine ganz ähnliche schützende Wirkung äußern islierte Felsblöcke auf das darunter b liche Eis, sodass solche Blöcke nicht selten auf einer Eissäule ruhend erscheinen und einen Gletschertisch (Fig. 77) bilden.

Die Gesteinsbruchstücke, welche die Seiten- und Mittelmoränen zusammensetzen, also auf der Gletscheroberfläche fortbewegt wurden, haben sich ziemlich scharfe Kanten und Ecken erhalten, da sie auf ihrem Wege mit festen Gesteinsmassen nicht in Kontakt kamen. Um so größere Gestaltsveränderungen erleiden diejenigen Trümmer, welche zwischen dem Gletscher und seinen Uferwänden, namentlich aber **unter** demselben, auf dem Gletscherboden fortgeschoben werden. Sie werden unter dem Drucke der ungeheuren Eismasse, welche auf ihnen lastend sich fortbewegt, teils zu feinstem Mehl und scharfem Sand zerrieben, teils abgerundet, angeschliffen, geglättet und an ihrer Oberfläche mit Schrammen und feinen Streifen ver-

sehen (geschliffene, geschrammte, gekritzte Geschiebe, Scheuersteine, Fig. 78). Diese Produkte der Zermalmung und Reibung bilden eine lehmig-grusige Schlammschicht unter dem Eisstrom, in welcher die kleineren und größeren Geschiebe eingebettet sind. Es ist die Grundmoräne. Ihr Material wird an der unteren Grenze des Gletschers von diesem ausgestoßen oder teilweise durch ihm entströmende Gletscherbäche als deren Trübe fortgeführt. In ersterem Falle häuft es sich in Gemeinschaft mit dem Mittel- und Seitenmoränenmateriale zu den Endmoränen an. Diese bestehen somit aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken und abgerundeten, gestreiften Geschieben und Blöcken, sowie aus erdigem oder grusigem Schutt, und sind Ansammlungen aller der Gesteinsarten, welche innerhalb des Bereiches der Gletscher anstehen. Die Quantität des durch Gletscherbäche weggeschwemmten Materials ist so bedeutend, dass z. B. dem Aar-Gletscher, welcher im Monat August etwa 2 Millionen kbm Wasser pro Tag zu liefern pflegt, in derselben Zeit 284 374 kg, dem Justedal-Gletscher in Norwegen an einem Julitage über 1 Million kg Schlamm entführt werden*).



Fig. 78. Geschliffenes und geschrammtes Geschiebe.

Die schleifende Wirkung der Gletscher macht sich nicht nur an dem Materiale der Grundmoräne, sondern namentlich auch auf dem Untergrunde des Gletschers bemerkbar. Große Flächen des Felsenbettes, in welchem der Gletscher dahingleitet, werden glatt gescheuert und vollständig



Fig. 79. Rundhöcker mit parallelen Ritzlinien und Schrammen.

poliert (Schliffflächen, Gletscherschliffe). Rauhe zackige Erhöhungen des Gletscherbodens werden, wenigstens auf der dem Gletscherstrome entgegenstehenden Seite, abgerundet, geglättet und so zu Rundhöckern

*) A. Helland. Geolog. Föreningens i. Stockh. Förhandel. 1874. Bd. II. Nr. 7.

umgestaltet (Fig. 80). Die für die Fjorde Skandinaviens und Grönlands so charakteristischen **Schären**, von denen man ein Bild erhält, wenn man sich ein mit dem spitzen Ende nach dem Inlande gewendetes und an seinem



Fig. 80. Rundhöcker im Thale des Roche-Moutonnée-Baches in Colorado. Nach *Hayden*.

stumpfen Ende aufgestoßenes Ei etwas mehr als zur Hälfte ins Wasser gesenkt denkt, — also diese Schären sind dergleichen von dem alten Gletscherboden emporragende Rundhöcker. In die Oberfläche der ebenen Schliffflächen und der Rundhöcker hat der Gletscher die Richtung seiner Bewegung vermittelst besonders harter, an seinem Boden eingefrorener Gesteinsfragmente in Gestalt zahlloser feiner, geradliniger, mehr oder minder paralleler **Ritzen** und **Schrammen** (Fig. 79) oder selbst fußtiefer Rinnen eingegraben.



Fig. 81. Zusammenstauchung der Rasendecke (*R*) und Einpressung des Moränenschuttes *B* unter diese durch den vorrückenden **Buerbrä** (*Gl.*) in Norwegen. Nach *H. Crd.*

An manchen im Vordringen begriffenen Gletschern ist beobachtet worden, dass ihr Fuß den vorliegenden lockeren Untergrund, also den Wiesen- und Waldboden, Kiese und Sande wie eine Pflugschar aufwühlt und mit unwiderstehlicher Gewalt vor sich herschiebt (Fig. 81) oder Anhäufungen

von Moränenschutt ausbreitet und einebnet, ja die Enden fester Gesteinsschichten umknickt und abbricht.*) Auf ähnliche Wirkungen des Glazialschubes, also Schichtenstörungen im Untergrunde der Grundmoräne, werden wir spezieller bei Besprechung der Glazialphänomene der Eiszeit zurückkommen.

Die geologischen Erscheinungen, welche aus der Bewegung der Gletscher hervorgehen, sind nach alledem so charakteristisch, dass die Ausdehnung und Mächtigkeit ehemaliger, seit langer Zeit verschwundener Gletscher, der Weg, den sie genommen, aus den unverkennbaren Spuren, die sie zurückgelassen, genau festgestellt werden können. Man setze den Fall, dass sich die mittlere Temperatur einer gletscherreichen Gegend erhöhe und zu gleicher Zeit die Menge der den Firn liefernden Niederschläge sich verringere, so würden diese Veränderungen zur Folge haben, dass einerseits die Schmelzlinie höher hinaufrückt, andererseits der Zufluss von Gletschermaterial wegen eintretenden Mangels an Firneis aufhört, — die Summe dieser beiden Resultate wird das vollständige Verschwinden des Gletschers sein. Das jetzt bloßgelegte Thal wird sich als altes Gletscherbett kenntlich machen durch Schliffflächen und Rundhöcker auf dem Thalboden und an den Thalwänden in der ganzen Höhe der einstigen Gletschermächtigkeit, durch Grundmoränen und Schliffflächen auf der Thalsohle in der ganzen Ausdehnung, durch End- und Seitenmoränen an den Grenzen und Rändern des einstigen Gletschers, und endlich wird die Gesteinsbeschaffenheit des Moränenmateriales Auskunft über die Herkunft und den Weg des verschwundenen Gletscherstromes geben. Auf der Beobachtung dieser Merkmale beruht unsere genaue Kenntnis der im vorigen Paragraphen erwähnten ausgedehnten Gletscher der Vorzeit.

§ 7. **Erosion durch Gletscher.** Über die Erosionsfähigkeit der Gletscher sind die Ansichten getheilt. Nach de Mortillet, Ramsay, Tyndall, Geikie, Helland, Penck*) u. A. sind zahlreiche Seen innerhalb älterer Gletschergebiete das Werk der erodierenden Thätigkeit der Gletscher, welchen letzteren namentlich Tyndall sogar die Auspflügung der Alpenthäler zuschrieb. Auch für die Fjorde Norwegens, Schottlands, Grönlands, Islands, welche z. T. in größere Tiefe hinabreichen, als das davorliegende Meer, wird ein glazialer Ursprung in Anspruch genommen. Die Erosionsfähigkeit der Gletscher beruhe auf der gleitenden und fließenden Bewegung derselben, auf dem Druck, den dabei die oft gewaltige Eissäule auf ihren Untergrund ausübt, und endlich auf der schleifenden und ausfeilenden

*) H. Credner. Zeitschr. d. Deutsch geol. Ges. 1880. S. 75.

**) Vergl. A. Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 368—432, mit vollständigem Litteraturverzeichnis.

Einwirkung der unter der Last des ganzen Gletschers über den Untergrund fortgeschobenen Grundmoräne, deren Blöcke, Gesteinsfragmente und Mineralkörner als Schleifmittel dienen.

Andere Geologen, so Murchison, Kjerulf, v. Mojsisovics, Rütimeyer, Baltzer und Heim bestreiten die Erosionsfähigkeit der Gletscher, schreiben vielmehr denselben einen konservierenden Einfluss auf ihren Untergrund zu.

Sieht man von der Erörterung der von beiden Seiten beigebrachten theoretischen Gründe ab, so sind vorzüglich folgende Beobachtungen zu Gunsten der Gletschererosion geltend gemacht worden: 1) Gletscherschliffe und Rundhöcker, welche durch Abnutzung und Abschleifung des Felsuntergrundes erzeugt werden; 2) die Zertrümmerung des Untergrundes, die Aufnahme der losgelösten Gesteinsfragmente in die Grundmoräne, welche dann lokal von ihnen strotzt und eine vom Untergrunde abhängige Zusammensetzung und Farbe erhält (Lokalfazies der Grundmoräne, Kroßsteinsgrus), und die kontinuierliche Ergänzung und Fortführung dieser Fragmente; 3) die Injektion von Grundmoräne in den zerklüfteten Untergrund und Lockerung desselben, wodurch dessen Zertrümmerung und Fortführung vorbereitet wird; 4) die Existenz von Grundmoränen in Gegenden, wo Oberflächenmoränen fehlen, das Material der ersteren also dem Untergrunde entnommen ist; 5) die Massenhaftigkeit des Grundmoränenmateriales, sowie des als Trübe der Gletscherbäche entführten feinsten Schleifpulvers, welche auf eine entsprechend große Abtragung in den von den Gletschern durchflossenen Regionen hinweist. Fälle, wo ein Gletscherende über lockeren Untergrund schreitet, ohne diesen aufzupflügen oder zu erodieren, können nicht als Beweise gegen die Erosionsfähigkeit der Gletscher dienen, da deren Hauptwirkung nicht an ihrem Ende liegt, wo sich im Gegenteile ihre Bewegung verlangsamt, das Eis nur eine geringere Dicke besitzt und durch weite Kanäle und Gewölbe vom Boden getrennt ist.

Ganz anders deutet Heim die obigen Schlüssen zu Grunde liegenden Beobachtungen. Nach ihm sind es nur besonders stark sich in den Weg stellende lockere Schuttmassen, welche von Gletschern fortgeschoben werden können, — dafür, dass das anstehende Felsgestein vom Gletscher losgerissen werden könnte, fehle jeder Beweis, — die Grundmoräne könne sich, abgesehen von der Zuführung oberflächlichen Materiales (von den Obermoränen), nur durch Aufnahme bereits vorhandenen alten Schuttes und Gruses auf der zum Gletscherbett werdenden Gesteinsfläche bilden und ergänzen; — die Rundhöcker als Reste der ursprünglichen Unebenheiten des Gletscherbodens beweisen, dass der Gletscher nicht einmal im stande war, diese relativ sehr kleinen Erhöhungen wegzuscheuern, viel weniger

ein Thal oder ein Seebecken einzuschleifen; — die Gletscherarbeit ist ein der Thalbildung ganz untergeordnetes Detailwerk, sie repräsentiert einen relativen Stillstand in derselben und ist auf eine Glattschleifung und Ebenung des Gletscherbettes, nicht auf dessen Vertiefung gerichtet.

§ 8. **Eisberge.** In polaren Gegenden ist die Sommerwärme eine so geringe und äußern die Sonnenstrahlen so wenig Einfluss auf die Eismasse der Gletscher, dass diese nicht nur bis zur Meeresküste hinabsteigen, wo ihre Enden abbrechen uud in die See stürzen, sondern sich sogar noch weit in diese hinausschieben, falls sich das Ufer nicht allzusteil in die Tiefe senkt. Die Gletscherströme rücken anfänglich auf dem Meeresgrunde der Fjords in derselben Weise wie auf dem Festlande vor, dann beginnen sie infolge ihres geringen spezifischen Gewichtes zu schwimmen und brechen von dem Gletscher oft mit tumultuarischer Gewalt los (der Gletscher »kalbt«). Die losgetrennten Gletscherbruchstücke sind die Eisberge (Fig. 82). Die-

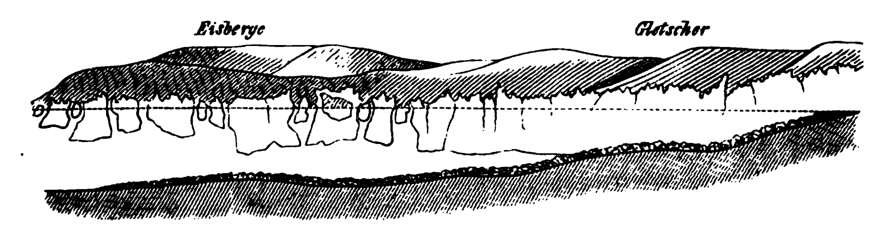


Fig. 82. Ein grönländischer Gletscher, der sich in einem Fjorde ins Meer vorschiebt, dann schwimmt und endlich kalbt. Nach *Helland.*

selben ragen zuweilen 70 bis 100, ja bis 130 m hoch über den Wasserspiegel empor; des geringen spezifischen Gewichtes des Eises wegen beträgt jedoch diese Zahl nur $^1/_{10}$ der Gesamthöhe der Eisberge. Polare Strömungen treiben dieselben weit in den offenen Ozean hinaus, so dass sie noch auf dem 36. und 37. Grade nördlicher Breite angetroffen werden. Die schwimmenden Eisberge des atlantischen Meeres stranden sehr gewöhnlich auf der Neufundland Bank, wo sie unter dem Einflusse des Golfstromes und der Luftwärme schmelzen. Auf der südlichen Halbkugel treiben sie bis durchschnittlich zum 40. Grade und erreichen noch beträchtlichere Größe als im nordatlantischen Ozeane. Zuweilen, jedoch nicht häufig, sind Eisberge beobachtet worden, welche einzelne Gesteinsblöcke oder selbst massenhafte Anhäufungen von Gesteinsschutt trugen, die naturgemäß beim Schmelzen der Eisberge auf den Meeresgrund sinken.

Die geologischen Wirkungen der Winde.*)

Die großen Temperaturgegensätze auf dem Grunde des Luftmeeres stören das Gleichgewicht der Luftschichten und geben Veranlassung zur Entstehung der Winde. Diese spielen, ganz abgesehen von ihrer Beeinflussung der meteorologischen und klimatischen Verhältnisse der Erde, eine außerordentlich wichtige Rolle als geologisches Agens und zwar namentlich als Transportmittel sand- und staubartiger Gesteinsfragmente.

§ 1. **Transport von vu lanischen Aschen.** Als Transportmittel bewähren sich die Winde am augenfälligsten für die losen Auswürflinge der Vulkane. Wir sehen, dass vulkanische Aschen und Sande von den Winden als dunkle verheerende Wolken viele Meilen weit getragen werden und dann als dichte Aschenregen niederfallen, so dass Tuffablagerungen an Orten entstehen, wo gar keine vulkanischen Ausbruchsstätten existierten. Hierbei findet durch die Luftströmungen ein förmlicher Aufbereitungsprozess, also eine Trennung des gröberen von dem feineren Materiale statt, indem die größeren Blöcke in die direkte Nähe der Vulkanberge niederfallen, Lapilli und Sande hingegen um so weiter getrieben werden, je feiner sie sind. So wurde während des Ausbruches des Vesuvs 79 n. Chr. die Asche nach Syrien und Ägypten und später mehrfach, so im Jahre 512, nach Konstantinopel und Tripolis, 1755 nach Calabrien, 1850 bis in die Zentralalpen getragen. Die Aschen des Hekla fielen 1845 auf den Orkney-Inseln, diejenigen des Askia auf Island wurden 1875 von den Winden bis nach Norwegen, ja bis nach Stockholm, also über 250 Meilen weit getrieben. Einer Eruption des Morne Garu auf St. Vincent entstammende Aschenregen fielen 1812, den Tag vollkommen verdunkelnd, auf dem 20 Meilen entfernten Barbados. Bimssteinstücke, Lapilli und Aschen, welche der Coseguina am 20. Januar 1835 ausgeworfen hatte, bedeckten nach Westen zu auf 20 Längengrade die Meeresoberfläche, wurden aber auch von den Winden nach Honduras, Cartagena und Jamaica, also 1500 km weit fortgetragen. Ähnliches gilt von den Aschen des Tembora (östlich von Java), welche 1815 in 1400 km nördlicher Entfernung auf Borneo fielen. Die 1883 vom Krakatau ausgeworfenen Aschen verbreiteten sich über eine Fläche von über 800 000 qkm, — ja Lokyer u. A. suchten die farbenprächtigen Dämmerungserscheinungen, welche sich im Herbste jenes Jahres auf fast dem ganzen Erdenrund zeigten, auf in den höchsten Teilen der Atmosphäre treibende feinste Krakatau-Asche zurückzuführen.

---

*) F. C. Cerny. Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde. Peterm. geogr. Mitt. Ergänzungsheft Nr. 48. 1876.

§ 2. **Flugsand. Dünen.** An fast allen flachen Küsten wird das Meer von Sandablagerungen umsäumt, die während der Ebbe bloß gelegt werden. Sobald diese Sande zu trocknen anfangen, werden die Körner ein Spiel der Winde und in der Richtung derselben vorwärts getrieben, beginnen zu hüpfen, machen immer größere Sprünge und beschleunigen ihre Geschwindigkeit. Je feiner die Körner, desto weiter fliegen sie landeinwärts und finden erst dann Ruhe, wenn sie an einem hemmenden Gegenstande angelangt sind oder wenn die Macht des Windes sich so abschwächt, dass das eigene Gewicht der Körner genügt, um dem Luftdrucke zu widerstehen. Da nun die horizontal wehenden Seewinde die flache Küste unter stumpfem Winkel treffen und von dieser unter dem gleichen Winkel reflektiert werden, so entsteht zwischen diesen reflektierten Windstößen und der schwach ansteigenden Küstenfläche, also in einiger Entfernung vom Strande ein windstiller Raum, in welchen die in Bewegung gesetzten Sandkörner hineinfallen und sich zu anfänglich flachen, allmählich an Höhe zunehmenden Sandrücken anhäufen; es sind die Dünen. Ihre dem Meere zugewandte Böschung ist, weil direkt von den Winden hervorgebracht, die flachere, — die entgegengesetzte entspricht dem Aufschüttungswinkel der in den Windschatten fallenden Sandkörner und ist deshalb steiler. Der Wechsel in der Stärke der Seewinde bewirkt, dass der Flugsand bis zu verschiedener Entfernung vom Strande getrieben wird, wodurch mehrere Dünenreihen hinter einander zur Ausbildung gelangen können. Hat die flache Küste eine größere Erstreckung, so wird ein ununterbrochener Dünenwall entstehen, welcher ersterer parallel, zur Windrichtung aber senkrecht verläuft. In Europa erzeugen namentlich die Küsten von Preußen, Pommern, Schleswig-Holstein, Jütland, Ostfriesland, Holland, Südfrankreich und Norfolk Dünen, welche z. B. auf der kurischen Nehrung 30—70, in Norfolk 20, in Südfrankreich 75—90 m Höhe erreichen.

Da die Winde fortwährend den Sand von der Seeseite der Dünen abtragen, über den Dünenkamm hinwegblasen und landeinwärts forttreiben, so rücken letztere überall dort, wo man sie nicht künstlich (z. B. durch Bepflanzung) befestigt, fortwährend weiter in das Land, — sie wandern. Dabei überschütten sie Gebäude und ganze Ortschaften, welche beim Weiterwandern der Dünen auf deren anderer Seite wieder zum Vorschein kommen. So sind z. B. die Dünen von Suffolk im Verlauf von 100 Jahren bereits 4 engl. Meilen landeinwärts vorgedrungen, — diejenigen der kurischen Nehrung bewegen sich nach dem Haff und zwar etwa 6 m im Jahre und sind lokal schon in das Haff vorgerückt, dessen nördlichen Teil sie auszufüllen drohen.*) Ebenso werden sie die zwischenliegenden Dörfer be-

*) G. Berendt. Geologie des kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869.

graben, ein Schicksal, dem bereits früher einzelne Ortschaften verfallen sind, so das Dorf Kunzen, welches jetzt bereits wieder hinter den Dünen aus diesen hervortaucht (Fig. 83). Ähnliches gilt von den Küsten Pommerns, Südfrankreichs und Norfolks.

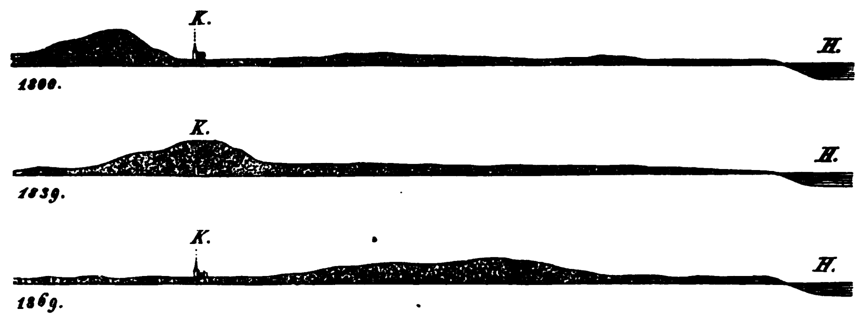


Fig. 83. Wandern der Düne auf der kurischen Nehrung. Nach *Berendt*. *K.* = Kirche von Kunzen; *H.* = Kurisches Haff.

Analoge Erscheinungen, nur in noch großartigerem Maßstabe, wiederholen sich in den Sandwüsten, so der Sahara, der lybischen Wüste, der Gobi u. a. Dieselben stellen unabsehbare, fahle Sandmeere von reinem lichtgelblichen Quarzsand dar, aus welchem gewaltige Dünen wie riesige, versteinerte Wellen hervorragen. Ihre dem Winde zugekehrte Seite steigt allmählich an, die ihm abgewandte Böschung stürzt steil ab, ihr Gipfel bildet einen haarscharfen Grat. Bei heftigem Sturm setzt sich die ganze Sandoberfläche in Bewegung, die Luft ist von Sand erfüllt, schwarze Sandwolken verdunkeln den Tag und treiben mit furchtbarer Gewalt über die öde Fläche.*) Solche Sandstürme können die Wüsten überschreiten und sich über früher kultivierte Gegenden ausbreiten, welche sie mit Flugsand überschütten und veröden (Mesopotamien, Seistan, Landstriche des Nilthales und Timbuktus). Sandmassen aus der Wüste Turans verflachen den südöstlichen Teil des kaspischen Meeres, solche aus der Sahara die Westküste Nordafrikas; der Amurdarja, welcher sich früher in das kaspische Meer ergoss, ist durch Sandwehen nach dem Aralsee abgelenkt worden.

§ 3. **F. v. Richthofen's Theorie der äolischen Bildung des Löfses.****) Der Löß bedeckt in China, der Mongolei, in Tibet, Khotan, Yerkand, Persien, Nord- und Südamerika Areale, welche Tausende von Quadratmeilen umfassen, und zwar in einer Mächtigkeit, die in China ihr Maximum von fast 700 m erreicht. Die Bildung dieser weitausgedehnten, mächtigen Lößab-

*) K. A. Zittel. Beitr. z. Geol. u. Paläont d. Lybischen Wüste. I. Cap. 1883.

**) F. v. Richthofen. China. Bd. I. Berlin 1877. S. 56—125. Ferner Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1878. S. 289. — Geolog. Magaz. 1882. S. 293. — Vergl. E. Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1877. S. 341. — R. Pumpelly. Am. Journ. of Scienc. 1879. Febr. S. 1.

lagerungen erklärt v. Richthofen etwa wie folgt: Sämtliche zu Tage tretende Gesteine unterliegen der Zersetzung. Ihre Verwitterungsprodukte verfallen der Saigerung und Trennung durch den Wind, wobei die groben Fragmente liegen bleiben, die Sandkörner als Flugsand weggetrieben werden können, um sich unter geeigneten Verhältnissen wiederum zu sammeln und zu Sandwüsten anzuhäufen, während endlich das feinste Verwitterungsmehl, namentlich in Gegenden mit abwechselnden trockenen und nassen Jahreszeiten, in Form von Staubwinden in große Entfernung getragen wird. Fällt dieser Staub auf Flächen, welche von Vegetation bedeckt sind, so wird er von letzterer festgehalten und häuft sich hier, falls der Boden eben oder nur sehr schwach geneigt ist, allmählich an, so dass dieser nach und nach in die Höhe wächst. Am erfolgreichsten vollzieht sich dieser Vorgang in den regenarmen Zentralregionen der Kontinente, von wo die Wasser keinen Abfluss nach dem Ozean haben, sondern sich zu Seen ansammeln und dann verdunsten, also im Great Basin Nordamerikas, in Persien, in Zentralasien vom Pamir bis zum Khingan und vom Himalaya bis zum Altai. In der Vegetation dieser Steppen fängt sich der von den umgebenden und durchsetzenden Gebirgskämmen herabgewehte Staub und erhöht langsam, aber fortwährend den Steppenboden, — im Laufe der Zeiten um Hunderte von Fußen. Der kaum merklich emporwachsende mehlige Boden enthält die röhrenförmigen Abdrücke der Wurzeln aller durch ihn erstickten Generationen der Steppengräser, deren Wurzelhorizont mit der sich hebenden Oberfläche immer mehr in die Höhe rückte, er umschließt die Gehäuse zahlloser Landschnecken und die Knochen der die Steppe bewohnenden Säugetiere und Vögel. Die Salze, welche bei der Verwitterung der Gebirgsgesteine resultieren (namentlich Karbonate von Kalk, Kali und Natron), werden teils gemeinsam mit dem Staube von den Winden fortgetragen und wieder abgesetzt, teils von den periodisch fallenden Wassern die Berggehänge hinab und den Steppenseen zugeführt und bewirken den Salzgehalt der letzteren, sowie des Steppenbodens, den die Salze mit ihren Ausblühungen bedecken.

So werden denn unter dem Einflusse der Trockenheit des Klimas die tiefsten Thäler und die weitesten Bodeneinsenkungen abflussloser Gebiete im Laufe der Zeit allmählich von Ablagerungen des vom Winde herbeigeführten Staubes ausgefüllt. Nur an ihren Rändern, an den Abhängen der Gebirge schalten sich zwischen dieselben Einlagerungen von durch Gebirgswasser herabgeschwemmtem Schutt ein. Unter dieser Decke von äolischen Gebilden können alle Unebenheiten des Untergrundes verschwinden, selbst Hügel vollständig begraben werden, es entsteht eine flach beckenförmige Salzsteppe, die von Gebirgen umrahmt ist. Ändert sich später das bis dahin herrschende Kontinentalklima, welches die äolischen Ablagerungen bedingte, in ein feuchteres ozeanisches Klima um, so erfolgte unter dem Einflusse der reichlicher fallenden Niederschläge die Umgestaltung der

Salzsteppe in ein Lößbecken. Die Regenwasser sammelten sich zu Bächen und Strömen und schnitten tiefe und weitverzweigte Furchen- und Thalsysteme in den Steppenboden ein. Gleichzeitig fand eine Auslaugung der den letzteren imprägnierenden Salze statt, und mit alledem ging eine vollständige Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt Hand in Hand.

Dahingegen wird die Entstehung der Lößablagerungen im Gebiete vieler Thäler, Niederungen und Hügelländer Nord- und Zentraleuropas von der Mehrzahl der mit ihrem Studium beschäftigten Geologen auf den Absatz der Flusstrübe von gestauten, ihre Ufer überflutenden Strömen der Quartärzeit zurückgeführt.

Das organische Leben als geologisches Agens.

Eine vierte der Einzelwirkungen, als deren Gesamtresultat die augenblickliche Beschaffenheit der Erdoberfläche aufgefasst werden muss, ist das organische Leben. Ähnlich wie das Wasser und meist in engem Zusammenhange mit diesem, macht es sich in beständiger, aber stiller Arbeit fast auf dem ganzen Erdenrund geltend.

§ 1. **Mannigfaltigkeit der geologischen, durch organische Thätigkeit vermittelten Vorgänge.** Die Pflanze treibt ihre Wurzelenden in die feinen Gesteinsspalten, erweitert diese durch ihr Wachstum mit der Gewalt eines Keiles und ist im stande, große Felsblöcke aus ihrer Stelle zu rücken und diese ähnlich wie das gefrierende Wasser von dem Rande eines Abgrundes oder eines steilen Bergabhanges in die Tiefe zu stürzen, wo die mechanische Thätigkeit des Wassers ihren Zerkleinerungs- und Fortschaffungsprozess beginnt. Die vermodernde Pflanze bereichert die atmosphärischen Gewässer und die Atmosphäre selbst mit Kohlensäure, die lebende Pflanze mit Sauerstoff und befähigt sie dadurch zu der großen Arbeit der Gesteinszersetung und -lösung. Groß ist der Einfluss, welchen die Vegetation auf die Bildung von Kalktuff- und Travertinablagerungen ausübt. Solche Pflanzen, welche im Wasser wachsen, entziehen diesem die Kohlensäure, welche an doppeltkohlensauren Kalk nur schwach gebunden ist, um sie zu Sauerstoff, welcher entweicht, und Kohlenstoff, welcher zu ihrer Ernährung dient, zu zersetzen. Die Folge davon ist die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke, welcher Inkrustate auf der Oberfläche der Pflanzen bildet. Auf diese Weise und zwar namentlich durch Vermittelung von Sumpfmoosen und Charen entstehen viele, infolge des unbegrenzten Spitzenwachstums dieser Pflanzen zum Teil sehr mächtige Kalktufflager. Unter den sehr zahlreichen Vorkommen dieser Art möge nur an diejenigen von Cannstatt in Württemberg und bei Burgtonna in Thüringen erinnert werden (siehe histor. Geologie, Diluvium). Ebenso sind es den Gattungen Hypnum und Fissidens angehörige Moose, welche, den an doppelt-

kohlensaurem Kalk reichen Gebirgswassern des Anio Kohlensäure entziehend und dadurch die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk bedingend, die Veranlassung zur Bildung und zum stetigen Wachstum der felsigen Travertinablagerungen der Umgebung von Tivoli am Westrande des Sabiner Gebirges geben.*)

Ganz ähnlich bringt die Lebensthätigkeit der Diatomeen und Radiolarien durch Ausscheidung der in außerordentlich geringer Quantität im Wasser gelösten Kieselsäure mächtige Sedimentgebilde hervor. Die zierlichen Kieselpanzer der Diatomeen setzen trotz ihrer mikroskopischen Kleinheit (von Gallionella-Schalen gehen 41 000 Millionen auf einen Kubikzoll) dicke Lager von Kieselerde ganz ausschließlich zusammen**) und bilden bei Bilin in Böhmen eine bis 1,5 m mächtige Schicht von Polierschiefer, bei Oberohe im Lüneburgischen eine bis 12 m mächtige, über 1700 m lange und 750 m breite Ablagerung, in Oregon, Nevada und Californien sogar mehrere Hundert Meter mächtige Lager von Kieselguhr und nehmen, wenn man von vielen ähnlichen Vorkommen absieht, an der Zusammensetzung des Grund und Bodens, auf welchem Berlin gebaut ist, als Infusorienlager, Diatomeen- oder Bacillarienerde einen bedeutenden Anteil.***) Auch der Boden des südlichen Eismeeres wird auf große Erstreckung von Diatomeenschlamm bedeckt. Die Kieselskelette der Radiolarien bilden noch in 8000 m Meerestiefe ausgedehnte Ablagerungen. Radiolarienschichten tertiären Alters finden sich auf Barbados, Sicilien u. a. O.

In ganz anderer Art bethätigt sich die Existenz und Wirksamkeit der Bohrmuscheln auf die Gesteine. Sie durchlöchern die felsigen Meeresufer und bereiten dem überall zerstörenden Wasser und dem zerspaltenden Temperaturwechsel neue Angriffspunkte. Der Biber zieht seine Dämme quer durch die Thäler, staut die Bäche zu großen, oft seeähnlichen Teichen an, entwässert die Sümpfe durch kunstvoll angelegte Kanäle und giebt dadurch Anstoß zu Wandelungen in der Vegetation und zur Neubildung von Wasserläufen.†) Die Regenwürmer verschlucken große Mengen von mit organischen Substanzen vermischter Erde, um erstere zu assimilieren. Indem sich dieser Prozess im Laufe der Jahre immer wiederholt, entsteht durch Anhäufung der unverdauten Rückstände, die sich durch gleichmäßige Struktur und Mengung auszeichnen, die Ackerkrume.††)

*) F. Cohn. N. Jahrb. f. Min. 1864. S. 580.

**) Ehrenberg. Mikrogeologie, das Erden und Felsen schaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbständigen Lebens auf d. Erde. Leipzig. 1854. Ferner dessen Mitteilungen in d. Ber. d. K. Akad. in Berlin.

***) Lossen. Der Boden der Stadt Berlin. Berlin 1879. S. 1039. Vergl. Cleve und Jentzsch. Schriften d. phys. Ges. zu Königsberg. Bd. XXII.

†) H. Crd. Peterm. geogr. Mitteil. 1869. S. 139.

††) Ch. Darwin. The format. of veget. mould through the action of worms. Deutsch von Carus. Stuttgart 1882.

Die Beispiele für die engen Beziehungen zwischen organischem Leben und einzelnen Vorgängen in dem Entwickelungsprozesse der Erde lassen sich leicht vermehren, ohne sie annähernd zu erschöpfen. Den stetigen Stoffaustausch zwischen organischer und unorganischer Natur zeigt jedoch wohl kaum irgend eine andere Substanz deutlicher als die Phosphorsäure. Aus dem Mienralreiche geht sie in das Pflanzenreich, aus diesem in das Tierreich über, um bei der Fäulnis der Tierleiber dem Erdboden zurückgegeben zu werden. So haben denn die meisten phosphorsauren Mineralien ihren Kreislauf durch das Tier- und Pflanzenreich genommen. Die Landpflanzen entziehen diese Säure dem Boden (siehe d. Anmerk. auf S. 31) und den in ihm zirkulierenden Gewässern, die Fucoiden und Korallen dem Meereswasser, die Wirbeltiere empfangen sie mit der Nahrung in so hohem Grade, dass sie zu einem Hauptbestandteile der Knochen der letzteren wird und dass z. B. die Knochen eines Rindes etwa 13,3 kg phosphorsaure Erden enthalten. Durch Fäulnis der organischen Substanzen und durch Ausscheidung aus denselben kehrt sie wieder in das Mineralreich zurück, um Material zur Bildung neuer phosphorsaurer Salze zu liefern, wie es z. B. das Vorkommen von Vivianit in den Knochen eines vor Jahren in einer oberschlesischen Blei- und Zinkgrube verunglückten Bergmanns, ferner in den Knochen von Wirbeltieren zeigt.*)

Besondere Bedeutung aber besitzen drei durch Vermittlung der Organismen eingeleitete geologische Prozesse: 1) die Reduktion von Sauerstoffsalzen durch verwesende organische Substanz; 2) die Abscheidung des Kalkes aus dem Meere durch Tiere und Pflanzen; 3) die Absorption der Kohlensäure und die Assimilation und Aufspeicherung des Kohlenstoffes durch die Pflanzen.

a) Reduktion durch verwesende Organismen.

§ 2. Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen, vermittelt durch organische Substanz. Das einzige Reduktionsmittel mineralischer Stoffe ist die Verwesung organischer Stoffe und ihrer Zersetzungsprodukte, namentlich der Kohlenwasserstoffe. Sie werden von den Sickerwassern in die Erdtiefe geführt, so dass ihr reduzierender Einfluss nicht nur auf die Erdoberfläche beschränkt ist. Durch ihre weitere Zersetzung, also durch Bildung von Kohlensäure, wird namentlich den Eisenoxydverbindungen der zu diesem Prozesse nötige Bedarf von Sauerstoff entzogen, also Eisenoxyd zu Eisenoxydul reduziert. Die aus diesem Zersetzungsprozesse der vegetabilischen Masse entstehende Kohlensäure verbindet sich mit dem Eisen-

*) Fr. Becke. Tschermak's Min. Mitteil. 1867. III. Heft. — O. Fraas. Aetosaurus ferratus. Stuttgart 1877. — H. Gruner. Gewinnung phosphorsäurehaltiger Düngemittel. Berlin 1885.

oxydul zu kohlensaurem Eisenoxydul, aus dem sich wiederum beim Zutritt der Luft Eisenoxydhydrat bildet und niederfällt. So beruht die Bildung des Raseneisensteines, welcher in Skandinavien, in der norddeutschen Niederung, in Holland und Polen in weithin ausgedehnten Lagen auftritt, darauf, dass z. B. in eisenschüssigem Kies und Grus durch verwesende Pflanzen das Eisenoxyd in Eisenoxydul reduziert wird, dessen sich kohlensäure- und quellsäurehaltige Wasser bemächtigen, um es nach Niederungen zu führen, wo die eisenhaltigen Wasser stagnieren und wo das Eisenoxydul, durch den Sauerstoff der Luft zu Eisenoxydhydrat oxydiert, sich ausscheidet.

In ganz ähnlicher Weise wie Eisenoxyde zu Eisenoxydul werden schwefelsaure Metallsalze durch Entziehung ihres Sauerstoffes zu Schwefelmetallen reduziert. So findet sich Bleiglanz, zuweilen auch Zinkblende als Anflug auf Steinkohlen und als Ausfüllung feiner Risse und Klüfte innerhalb derselben, sowie in bituminösen Baumstämmen, ja sinterartig und rindenförmig an altem Grubenholze. Ebenso, nur weit häufiger, kommt Schwefelkies vor, der manche Steinkohlen und Braunkohlen vollständig imprägniert, sich in Torfmooren und auf Grubenhölzern jetzt noch bildet und ein sehr gewöhnliches Versteinerungsmittel fossiler vegetabilischer Reste ist. Auch Kupferglanz ist bei Verwesung von Pflanzenresten ausgeschieden worden, wie das Vorkommen der Frankenberger Ähren (Zweigenden einer Conifere, nämlich von Cupressites Ulmanni) beweist.

Die Zersetzung von Metallsalzen durch faulende organische Substanzen kann jedoch noch weiter gehen und zur Bildung von gediegenen Metallen führen. Gewisse Coniferenhölzer der permischen Formation von Frankenberg in Hessen bestehen in ihrem jetzigen fossilen Zustande aus abwechselnden Lagen von Kupferglanz und einer kohligen Masse und umfassen stellenweise kleine zarte Schüppchen von gediegenem Silber, welches durch Reduktion von kieselsaurem und kohlensaurem Silberoxyd durch das verwesende Holz hervorgegangen ist. Überraschende Resultate eines ganz analogen Prozesses wurden von H. Crd. bei Ducktown in Tennessee beobachtet. Ein Teil der dortigen Kupfergruben war während des amerikanischen Bürgerkrieges ersoffen, und zwar enthielten die nicht gewältigten Wasser aus der Zersetzung von Kupfer- und Eisenkies hervorgegangenes Kupfer- und Eisenvitriol in Auflösung. Nach der Wiedereröffnung der Gruben zeigte es sich, dass im Laufe jener wenigen Jahre an gewissen Stellen der verwesenden, zur Zimmerung benutzten Hölzer zolllange Trauben von gediegenem Kupfer sich angesetzt hatten. Analoge Vorkommnisse von gediegenem Kupfer sind in Gruben Irlands, Südspaniens und des Erzgebirges beobachtet worden.

In ganz ähnlicher Weise wie pflanzliche können auch in Verwesung

begriffene tierische Substanzen eine Reduktion von Metallsalzlösungen bewirken, wofür wir in dem so gewöhnlichen Vorkommen des Schwefelkieses als Versteinerungsmittel von Ammoniten, Gasteropoden, Brachiopoden und Zweischalern, in dem des Bleiglanzes, Kupferkieses und der Zinkblende in den Hohlräumen vieler Molluskenreste zahlreiche Beispiele besitzen. Eine höchst instruktive Illustration dieses Vorganges liefert der Kupferschiefer des südlichen Harzrandes (S. 122, sowie histor. Geolog. sub Perm). Der Kupferschiefer ist augenscheinlich als ein äußerst feiner, unserem Silte ähnlicher Schlamm innerhalb der Buchten des permischen Ozeanes zur Ablagerung gelangt. Letztere waren von heterocerkalen Ganoidfischen (Palaeoniscus, Platysomus) bevölkert; aus nicht bekannten Ursachen wurden diesen seichten Meeresbuchten Solutionen von Kupfer-, Eisen-, Silber-, Nickel- und Kobaltvitriolen zugeführt, welche genügten, die Gewässer, sowie die in ihnen lebenden Fische zu vergiften, deren konvulsiv zusammengekrümmte Leiber uns in ihren Umrissen erhalten sind und auf eine derartige Todesart hindeuten. Die Fischleichname sanken in den den Boden bedeckenden Schlamm und begannen zu verwesen. Durch diesen Prozess lieferten sie einerseits das Bitumen, mit welchem die Kupferschiefer stark imprägniert sind, andererseits leiteten sie die Reduktion der Metallsalze ein, welche sich als Schwefelmetalle in kleinen Partikelchen niederschlugen oder die Fischkörper selbst überzogen. Eine Erscheinung bedingte die andere: der Reichtum des Kupferschiefers an Fischresten, Bitumen und Erzteilchen, den drei charakteristischen Eigentümlichkeiten des Gesteines, sie stehen in engstem, ursprünglichem Zusammenhange.

Aber nicht nur die schwefelsauren Metalloxyde, auch schwefelsaure Alkalien und alkalische Erden werden durch faulende organische Substanzen reduziert, so dass Schwefelalkalien und Schwefelverbindungen von alkalischen Erden entstehen (z. B. Schwefelcalcium aus Gyps). Zugleich geht aus dieser Reduktion der Sulfate zu Sulfuriden Schwefelwasserstoff hervor,*) ein Gas, welches den weitreichendsten Einfluss auf die Umwandlungsprozesse im Mineralreiche ausübt. Es wird von den in der Tiefe zirkulierenden Wassern absorbiert und gelangt zum Teil mit diesen an die Erdoberfläche, wo sie dann als Schwefelquellen bezeichnet werden und von denen die wichtigsten die von Aachen, Eilsen, Nenndorf, Baden (bei Wien), Weilbach und Burtscheid sind. Aus manchen dieser Schwefelquellen scheidet sich infolge der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes bei Berührung mit der Luft Schwefel in Form eines weißen oder gelblichgrauen Schlammes ab. Im Laufe der Zeit können diese Schwefelablagerungen bedeutende Dimensionen annehmen. Zu ihrer Entstehung sind überall dort

*) Vergl. Liebe. Schwefelwasserstofferuptionen in den Geraer Schlottentümpeln. XXVI. Jahresber. d. Ges. v. Freunden d. Naturw. Gera. 1884.

die Bedingungen gegeben, wo mit Bitumen getränkte Gypslagerstätten auftreten. Ein anderer Teil des Schwefelwasserstoffes gelangt mit den unterirdischen Wassern in Spalten, in denen er Ansammlungen von Metallsalzen treffen kann und dann deren Ausscheidung als Schwefelmetalle bewirkt, also bei der Bildung von Erzgängen thätig ist (siehe S. 223).

b) Kalkabscheidung aus dem Meere durch tierische sowie pflanzliche Thätigkeit.

Dem Meere wird, wie S. 227 gezeigt, durch die Ströme fortwährend doppeltkohlensaurer Kalk zugeführt. Man sollte deshalb erwarten, dass das Meer allmählich zu einer gesättigten Kalklösung geworden sei, aus welcher sich endlich der kohlensaure Kalk ausscheide und niederschlage. In der That aber enthält das Meereswasser nur 0,0001 kohlensauren Kalk, mithin kaum den zehnten Teil von dem Betrage, welchen das Wasser in Auflösung zu erhalten vermöchte, und kommt trotz der beständigen Zufuhr von neuer Solution dem Sättigungspunkte nicht näher. Die Erhaltung dieses steten Gleichgewichtes des im Meereswasser aufgelösten kohlensauren Kalkes ist eine Aufgabe der Meeresbewohner, welche zur Stütze oder zum Schutze ihrer Weichteile ein kalkiges inneres Gerüst oder eine Kalkschale absondern. Zu diesem Zwecke entziehen sie dem Meere den sparsam verteilten kohlensauren Kalk, um ihn in ihrem Körper abzulagern, bis er entweder eine zusammenhängende Masse oder unzählige lose in der Haut eingelagerte Kalkstäbchen oder -scheibchen bildet. Durch derartige Lebensfunktionen zeichnen sich namentlich die Polypen (Korallentiere), die Echinodermen, die Mollusken und die Foraminiferen aus.

§ 3. **Die Bauten der Riffkorallen.***) Das Gedeihen der riffbildenden Korallentiere setzt eine mittlere Temperatur des Meereswassers von 20 bis 25° C. voraus. Ihre wahre Heimat ist deshalb namentlich die Zone zwischen dem nördlichen und südlichen 28. Parallelkreise, falls nicht örtliche Ursachen, wie abkühlende Polarströme und auf der anderen Seite die erwärmenden Äquatorialströme die Grenze etwas verrücken. Gleichzeitig aber ist ihre Lebenssphäre auf das seichte Meer und zwar bis zu einer Tiefe von 35—40 m beschränkt. Innerhalb dieser ozeanischen Küstenstriche siedeln sie sich überall dort an, wo nicht feinschlammige Ufer oder die Mündungen großer Ströme das Meereswasser durch Trübung desselben für sie unbewohnbar machen. Am verbreitetsten sind die Korallenbauten in den tropischen Teilen des stillen Ozeanes, wo neben unzählbaren Korallenbänken und Küstenriffen gegen 300 wirkliche Koralleninseln bekannt sind. Ähnlich ist die Verbreitung derselben im indischen Ozeane, dessen Inseln und Kon-

*) J. D. Dana. Corals and Coral Islands. Newyork 1872.
Ch. Darwin. The Structure and Distribution of Coral Reefs. 2. Ed. London 1874. Übersetzung v. V. Carus. II. Aufl. Stuttgart 1876.

tinentalküsten einen außerordentlichen Reichtum an Korallenriffen aufzuweisen haben. Die Laccediven und Malediven sind die größten Koralleninseln der Welt. Im atlantischen Ozeane bestehen die Bermudas, die Bahama Bänke und Inseln, sowie ein großer Teil Floridas aus Korallenbauten.

Die Polypen wohnen nicht nur kolonieenweise zu Tausenden auf einem Stocke zusammen, sondern es pflegen sich an günstigen Örtlichkeiten zahllose Stöcke neben und aufeinander anzusiedeln und dann die Korallenbänke und -riffe zu bilden. Die riffbauenden Korallen gehören zahlreichen Arten und sehr verschiedenen Geschlechtern an, namentlich aber sind die Genera Madrepora, Porites, Heliastraea, Isastraea, Meandrina, Millepora und Fungia stark vertreten. Porites-Arten können Stöcke von 8—9 m, Astraea und Meandrina solche von 3—5 m Durchmesser aufbauen, von welchen jedoch immer nur die äußerste 5—10 mm dicke Schicht lebenden Individuen zum Sitze dient, während die inneren Partieen verlassen und abgestorben sind. Die Dimensionen der Korallenbauten sind im Verhältnis zur Größe der Baumeister derselben außerordentlich. Die Breite vieler Riffe beträgt einige Stunden und ihre Höhe 100, 300, ja mehr als 600 m. Manche ringförmige Riffe umschließen ein Wasserbecken von 50, 70 und mehr km Durchmesser, gewisse Barriereriffe im Westen der Feejee-Gruppe und an der Nordküste Australiens sind bis 150 km breit und 1000, ja 1800 km lang.

Wenn die Korallenbauten den Meeresspiegel erreichen, so beginnen die Wogen, ähnlich wie Sturmwinde im Walde, ihre zerstörende Thätigkeit. Sie brechen Zweige und sonst ausgesetzte Partieen vom Rande des Korallenriffes los, schleudern sie auf dessen Strandfläche und zertrümmern und zerreiben durch ihr stetes Spiel diese größeren Fragmente zu Sand. Diesen breiten die Wellen gleichmäßig über das Riff aus, füllen ihn in dessen Lücken, oder türmen ihn mit Hilfe der Winde zu dünenähnlichen Haufen an, wo er durch kalkiges Cement verfestigt wird. Zugleich findet innerhalb der älteren, abgestorbenen Partieen der Riffe mit Hilfe der durch Fäulnis erzeugten Kohlensäure eine Auflösung des Kalkes der Korallenstöcke und sein Wiederabsatz in deren Poren und Zwischenräumen statt. Durch alle diese Vorgänge verwandelt sich der Korallenbau in einen kompakten, oft krystallinischen Korallenkalk. Inzwischen hört das Wachstum der Korallen nicht auf; sie ersetzen den Verlust durch fortwährendes Wachstum am Rande der Strandfläche. In Folge steter Wiederholung des Zerstörungsprozesses und gleichzeitiger Erneuerung des korallinen Materiales durch Nachwuchs entstehen die über das Meer emporragenden Teile der Korallenriffe und Koralleninseln. Ein Teil der Zerstörungsprodukte wird von den Wogen über den Rand des Riffes in die Tiefe geführt und häuft sich hier rings um dessen Flanken zu steilen Schutthalden an.

Die Korallenbauten sind 1) Saum- (Küsten-) Riffe, welche Küsten

unmittelbar und ohne einen Zwischenraum zwischen sich und den letzteren zu lassen, umgürten. 2) Damm- (Barriere-, äußere Wall-) Riffe, welche von der nahen Küste durch einen Streifen Meeres getrennt sind oder sich ringförmig um aus ihrer Mitte hervorragende Inseln ziehen. 3) Lagunenriffe (Atolls), ovale oder kreisförmige, zum Teil vollkommen geschlossene Riffe, welche eine Fläche ruhigen, stillen Wassers umgeben. Diese sämtlichen Formen der Koralleninseln sind, wie S. 179 gezeigt, nur verschiedene Phasen ein und desselben durch Senkung des Meeresgrundes bedingten Vorganges. Jedoch wird ein solcher von Geikie, Murray, Semper, Rein und Studer bestritten, welche vielmehr glauben, submarine Vulkane und vielkuppige Gebirge oder aber massig angehäufte Ablagerungen von Foraminiferen- und Molluskenschalen als Nukleus der Korallenbauten und die allmähliche Hebung oder Erhöhung dieser Untergestelle bis in das Niveau der Korallenansiedlung beanspruchen zu dürfen.

§ 4. **Muschel- und Foraminiferen-Bänke.** In ganz ähnlicher Weise wie Korallentiere sorgen die Mollusken für die Ausscheidung des kohlensauren Kalkes aus dem Meere, den sie zur Herstellung ihrer Schalen, Gehäuse und Schulpe bedürfen. Der Effekt ihrer darauf gerichteten Thätigkeit ist nicht so auffällig, wie die bis an den Meeresspiegel reichenden gigantischen Bauten der Polypen, steht jedoch hinter diesen der allgemeinen Verbreitung der Mollusken wegen, im Gegensatze zu der beschränkteren der riffbauenden Korallen, wohl kaum zurück. Am augenscheinlichsten geht die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke durch Mollusken dort vor sich, wo letztere in Menge vergesellschaftet Muschelbänke bilden. Außer den sandige Ufer liebenden Erycinen und Cyrenen sind es namentlich einmuskelige, ungleichklappige Zweischaler, also Austern, Kamm- und Mießmuscheln (Ostrea, Pecten, Mytilus), welche sich in großer Anzahl nebeneinander ansiedeln, sich zum Teil auf dem felsigen Grunde, zum Teil aneinander anheften und dicht gedrängte Massen bilden, in deren Lücken und auf deren Oberfläche sich zahlreiche andere Mollusken, sowie röhrenbauende, also ebenfalls kohlensauren Kalk abscheidende Anneliden (namentlich Serpula) einnisten. Diese Serpeln können durch üppige Wucherung so überhand nehmen, dass sie das Wachstum der Mollusken beeinträchtigen, endlich ganz ersticken und schließlich für sich allein mächtige Bänke bilden (z. B. den Serpulit). Ähnliche massenhafte Anhäufungen bilden die Paludinen, Litorinellen und Cerithien an flachen Ufern, ebenso wie z. B. an manchen Stellen der Küste des ägäischen Meeres Schulpe von Tintenfischen fußhoch aufeinander geschichtet liegen.

Die kalkbildende Thätigkeit der Foraminiferen fällt umsomehr ins Gewicht, als sie es vorzugsweise sind, welche enorme Areale des Bodens fast aller Ozeane bis zu einer Tiefe von 5300 m, den man bis vor kurzem für tot und unbelebt hielt, bevölkern und hier mächtige Ablagerungen eines

förmlichen Foraminiferenschlammes bilden. Derartige Schichten werden z. B. auf dem Boden des nördlichen atlantischen Ozeanes angehäuft, bestehen aus 85 Prozent kalkiger Foraminiferenschalen und zwar vorzüglich von Globigerina, Textularia, Orbulina, Biloculina und Cristellaria und dehnen sich von Irland bis Neufundland, also mehr als 350 Meilen weit, sowie bis über die Azoren aus. Da unter ihnen die Gattung Globigerina am reichlichsten vertreten ist, nennt man diese Ablagerungen Globigerinenschlamm. Überhaupt aber finden sich Foraminiferenschalen an manchen Küsten und auf weiten Flächen des Meeresgrundes in solcher Menge mit dem sandigen und kalkigen Schlamm gemengt, dass ihnen ein bedeutender Anteil an der Zusammensetzung gewaltiger Massen von Erdmaterial zukommt. Auch die roten oder braunen Tiefseethone, welche zu den verbreitetsten ozeanischen Ablagerungen gehören, sind für das Residuum des seines Kalkgehaltes durch die Kohlensäure des Meereswassers beraubten Globigerinenschlammes gehalten worden.*) In der Vorzeit besaßen die Foraminiferen dieselbe gesteinsbildende Wichtigkeit wie jetzt, vielleicht noch in höherem Grade, wie aus der Betrachtung der zoogenen Gesteine (Petrogenetische Geologie) hervorgehen wird.

In ähnlicher Weise wie Mollusken und Foraminiferen verbrauchen die Echinodermen zur Herstellung der schildförmigen oder kugeligen Schale der Echiniden, der Gerüste und Kalkstäbchen der Seesterne, der Säulen, Kelche und Arme der Crinoiden, der feinen Kalkplättchen und Änkerchen in der Haut der Holothurien große Quantitäten von kohlensaurem Kalke, welcher ausschließlich dem Meere entstammt, und haben auf diese Weise das vorwaltende Material ganzer Bänke und Schichtenkomplexe geliefert, auf deren Besprechung im Abschnitte über zoogene Gesteine verwiesen werden muss. Crinoiden bilden auch jetzt noch förmliche Wiesen auf dem Boden der Tiefsee.

Auch gewisse die See bewohnende **Pflanzen,** nämlich die Kalkalgen, besitzen die Fähigkeit, kohlensauren Kalk aus dem Meereswasser abzuscheiden, so die Lithothamnien (Cellepora, Nullipora, Millepora), welche in allen Meeren von der arktischen bis zur tropischen Zone verbreitet sind, ferner die zahlreichen als gequirlte Siphoneen bezeichneten Formen, wie Cymopolia (= Dactylopora), Acetabularia u. a. Noch reichlicher wie in der Jetztzeit waren dieselben in der Vorzeit kalkabscheidend thätig und haben während der Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiärperiode gewaltige Gesteinsablagerungen gebildet.**)

---

*) Siehe jedoch Murray und Renard. Bull. Mus. Roy. Hist. nat. Belg. 1884. I. S. 25. und III. S. 1, sowie hinten unter Petrogenet. Geol. § 10.

**) Unger. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XIV. 1858. — Gümbel. Abh. d. k. Akad. d. Wiss. II. Kl. München. Bd. XI. 1. 1872. — Benecke. Geognost.-paläont. Beitr. Bd. II. 1876. — Walther. Zeitschr. der Deutsch. geolog. Ges. 1885. S. 329.

c) Aufspeicherung von Kohlenstoff durch pflanzliche Thätigkeit.

§ 5. Der Verkohlungsprozess und die kohlenbildenden Pflanzen.*) Kalkabscheidende Tiere reinigen das Meer von den ihnen durch die Flüsse zugeführten Beimengungen und bringen es in einen für organisches Leben geeigneten Zustand. Eine ähnliche Thätigkeit entfalten die Pflanzen mit Bezug auf die atmosphärische Luft, welche sie in einer Beschaffenheit erhalten, durch welche die Möglichkeit höheren tierischen Lebens bedingt ist. Nicht allein das, — die Pflanzen haben die Atmosphäre überhaupt erst aus einem an Kohlensäure überreichen Dunstkreise in ihre jetzige Zusammensetzung übergeführt. Die Pflanze braucht den Kohlenstoff zum Aufbau der Pflanzenfaser und entzieht deshalb durch Atmung der Atmosphäre Kohlensäure, — verfault sie nach ihrem Absterben, so kehrt der Kohlenstoff als Kohlensäure in den Luftkreis zurück und würde somit einen verlustlosen Kreislauf durchmachen, wenn nicht diesem letzteren durch den Verkohlungsprozess gewaltige Mengen von Kohlenstoff entrückt und in Form von Gesteins- und zwar Kohlenablagerungen an die Erde gefesselt würden. Durch diesen Vorgang wurde einerseits die anfänglich an Kohlensäure zu reiche Atmosphäre den Tieren bewohnbar gemacht, andererseits wird noch heute durch denselben die kontinuierliche Zufuhr von Kohlensäure durch vulkanische Exhalationen ausgeglichen, also die normale Zusammensetzung der Lufthülle erhalten. Aller Kohlenstoff, der auf der Erde in der Pflanzenfaser und in den Kohlengesteinen enthalten ist, ist aus der Zersetzung von Kohlensäure durch die Lebensthätigkeit der Pflanzen hervorgegangen.

Den größten Teil des Pflanzenzellgewebes bildet die Holzfaser, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff besteht und beim Holz, abgesehen von einem geringen Gehalte an Stickstoff und Asche, fast durchgängig aus 53 Prozent Kohlenstoff, 5 Wasserstoff und 42 Sauerstoff zusmamengesetzt ist. Verfaulen Pflanzenmassen an freier Luft, so verbinden sich ihre Elemente mit den Bestandteilen der Atmosphäre zu Gasen und Wasser, — es verschwindet die abgestorbene Pflanze, abgesehen von ihrem Gehalte an unorganischer Materie, vollständig. Anders aber bei ihrer unter Luftabschluss durch überlagernde thonig-sandige Gesteine vor sich gehenden,

---

*) H. R. Göppert. Preisschrift über die Bildung der Steinkohlen. Harlem 1848. — Poggend. Ann. LXXXVI. S. 482. — G. Bischof. Lehrb. d. chem. und phys. Geologie. II. Aufl. Bonn 1873. S. 715 u. f. — H. Fleck. Über die chem. Vorgänge im Fossilien-Bildungs-Prozesse. Neues Jahrb. 1867. S. 291. — A. Balzer. Über den natürlichen Verkohlungsprozess. Vierteljahrsschrift d. nat. Gesellsch. Zürich 1872. — E. v. Meyer. Über die in Steinkohlen eingeschlossenen Gase. Journ. für prakt. Chemie. Bd. V. S. 104 und 407. Bd. VI. S. 360. — F. Muck. Steinkohlen-Chemie. Bonn 1881. — C. W. von Gümbel. Beitr. z. Kenntn. d. Texturverhältnisse d. Mineralkohlen. Siizber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. München 1883. Bd. I.

außerordentlich langsamen Zersetzung (Vermoderung, Verkohlung). Bei diesem Prozesse verbinden sich die pflanzlichen Elemente untereinander; es vereinigt sich ein Teil des Kohlenstoffes mit Sauerstoff zu Kohlensäure, ein anderer mit Wasserstoff zu Sumpfgas, welche entweichen, und endlich ein Teil des Wasserstoffes mit Sauerstoff zu Wasser. Nun ist aber in der entstehenden Kohlensäure 1 Gewichtsteil Kohlenstoff mit $2^2/_3$ Gew. Sauerstoff, im Wasser 1 Gew. Wasserstoff mit 8 Gew. Sauerstoff verbunden, sodass die Zersetzung, deren Produkte sie sind, namentlich auf Kosten des Wasserstoffes und Sauerstoffes der Holzfaser vor sich geht. Diese beiden Elemente werden der vermodernden Pflanzenmasse viel rascher und reichlicher entzogen als der Kohlenstoff, wodurch zugleich eine Anreicherung, eine relative Vermehrung des letzteren stattfindet. Der Vermoderungs- oder Verkohlungsprozess arbeitet demgemäß darauf hin, aus der gewöhnlichen Pflanzensubstanz im Laufe der Zeit reinen Kohlenstoff herzustellen. Zugleich aber werden die in den aufgespeicherten Pflanzenmassen reichlich vorhandenen und aus den einzelnen Teilen derselben in großer Menge sich bildenden löslichen humin- oder ulminartigen Substanzen durch das Wasser aufgelöst und als feste, nach und nach erhärtende Massen in den Hohlräumen und Lücken zwischen den einzelnen Pflanzenresten wieder ausgeschieden. Pflanzliche Massen, von Sedimenten bedeckt, unterliegen dieser Zersetzung außerordentlich langsam, da ihnen die Bedingungen zur Fäulnis, nämlich die Möglichkeit des Zutrittes der atmosphärischen Luft und des Entweichens der gasförmigen Produkte, nur in höchst beschränktem Maße gegeben sind. So hat denn die von einer mächtigen Schichtenreihe bedeckte Steinkohle, trotzdem dass Millionen von Jahren seit ihrer Ablagerung vergangen sein mögen, ihre Zersetzung noch nicht vollendet. Die sich durch den Verkohlungsprozess in ihr bildenden und anfänglich von ihr eingeschlossenen, dann exhalierten Gase sind, außer Sauerstoff und Stickstoff (von hinzutretender Luft herrührend), Kohlensäure und Grubengas (Sumpfgas). Von diesen 4 Gasen sind z. B. in 100 g der westfälischen und der sächsischen Kohle 17 bis 60 kbcm enthalten (E. von Meyer). Fortwährend, zuweilen aber auch plötzlich und in gefahrbringender Menge entweichen Kohlensäure (Schwaden) und Grubengas (schlagende Wetter) und zeigen an, dass der Verkohlungsprozess sich noch in vollem Gange befindet. Sein Ziel erreicht er erst, wenn Anthracit und Graphit hervorgebracht sind; in diesen seinen Endprodukten liegt der Kohlenstoff brach und gefesselt in der Erde, bis ihn der Mensch für seine Zwecke benutzend zu Kohlensäure verbrennt und ihn so der Atmosphäre wiedergiebt, von wo aus er seinen Kreislauf von neuem beginnt. Die Länge der geologischen Zeiträume ersetzt somit den freien Zutritt von Luft oder den Einfluss höherer Temperaturgrade, sodass der Kohlenstoffreichtum der Kohlengesteine in demselben Maße zunimmt, je älter die letzteren sind. Torf, Braunkohle und Steinkohle sind einzelne Stadien des

besprochenen Verkohlungsprozesses der Pflanzenmasse, Anthracit und Graphit die Endprodukte desselben, wie aus der folgenden tabellarischen Zusammenstellung hervorgeht.

Geologisches Zeitalter.	Kohlengestein.	Zusammensetzung in 100 Teilen nach Abzug der Asche.		
		C	H	O u. N
Jetztzeit.	Holzsubstanz.	52,65	5,25	42,10
Diluvium.	Torf aus Irland.	60,02	5,88	34,10
Tertiär.	Braunkohle von Köln.	66,96	5,25	27,76
	Braunkohle vom Meißner.	72,00	4,93	23,07
	Erdige Braunkohle von Dux.	74,20	5,89	19,80
Karbonische Periode.	Bituminöse Steinkohle von Saarbrücken.	84,62	3,30	14,50
	Cannelkohle von Wigan.	85,81	5,85	8,34
	Hartleykohle von Newcastle.	88,42	5,61	5,97
	Bituminöse Steinkohle von Eschweiler.	89,16	3,21	6,45
Karbonische, devonische, silurische Periode.	Anthracit.	94	3	3
Archäische Periode.	Graphit.	100	0	0

Lokal wird der Verkohlungsprozess beschleunigt 1) durch die Bildung zahlreicher Spalten infolge von Faltungen und Zerreißungen der kohlenführenden Formationen; 2) durch Zerstückelung ausgedehnter Kohlenfelder infolge von Erosion; in beiden Fällen wird der Zutritt der atmosphärischen Luft und das Entweichen der entstehenden Gase erleichtert und der Verkohlungsprozess dadurch befördert. Deshalb sind die Kohlen, wo sie horizontal und ungestört liegen, meist bituminös und werden immer magerer, je auffallendere Biegungen sie erleiden, und endlich zu Anthracit, wo die stärksten Faltungen und Zerreißungen stattgefunden haben, — daher die von der bituminösen Steinkohle des in seiner ursprünglichen Lage befindlichen appalachischen Bassins durch Hebung, Knickung und Erosion getrennten Anthracitbecken Pennsylvaniens, sowie die kleinen Anthracitschollen auf dem Erzgebirge; 3) durch Erzeugung hoher Temperatur infolge der Eruption glutflüssiger Gesteine, welche die betreffende Kohlenformation durchsetzen; so ist die erdige Braunkohle des Meißners im Kontakte mit Dolerit und Basalt in anthracitähnliche Kohle, in Stengel-, Pech- und Glanzkohle, die Steinkohle von Waldenburg in der Berührung mit Melaphyr in Anthracit

umgewandelt. In allen diesen Fällen ist der Verkohlungsprozess infolge lokaler Beeinflussung der Zeit vorausgeeilt.

Aus dem durch die Länge der Zeiträume begünstigten, langsamen Verkohlungsprozesse der Pflanzenmasse gehen demnach auf der einen Seite Kohlengesteine, auf der anderen entweichende Gase (Kohlensäure und Sumpfgas) hervor. Ebenso aber, wie sich bei dem Zersetzungsprozesse vegetabilischer Substanzen gasförmige Kohlenwasserstoffe bilden, so entstehen auch flüssige und feste Verbindungen von Kohlenstoff und Wasserstoff, wie Naphtha, Petroleum und Ozokerit. Diesen Vorgängen verdanken viele Erdölquellen ihren Ursprung, viele bituminöse Gesteine ihren Bitumengehalt, während andere Bitumenstoffe aus der Verwesung von tierischen Substanzen hervorgegangen zu sein scheinen. Kein Zweifel aber kann über die Abstammung solcher flüssigen Kohlenwasserstoffe obwalten, wo sie als Erdöl direkt aus der Steinkohlenmasse hervorschwitzen oder sogar ausfließen, wie in den Grubenbauten von Dawley und The Dingle in der englischen Grafschaft Shrop, wo das Erdöl förmliche Traufen bildet, gegen welche sich die Bergleute durch vorgesteckte Bretter schützen müssen.

Da die Ablagerung und Anhäufung von später zu Kohlengesteinen umgewandelten Pflanzenmassen sehr verschiedenen geologischen Zeiträumen angehören*) und der Gesamthabitus der Pflanzenwelt in jeder Periode einer vollkommenen Umgestaltung unterlag, so waren auch die das Material der verschiedenartigen und verschiedenalterigen Kohlengesteine liefernden Floren jedesmal andere.

Die Bildung des Torfes geht auf die Weise vor sich, dass stagnierendes Wasser Algen und andere Pflanzen erzeugt, deren abgestorbene Teile sich zu Boden senken und sich zu einer immer höher anwachsenden Schicht von faulenden Vegetabilien anhäufen. »Zu gleicher Zeit rücken die am ursprünglichen Ufer der Wasserfläche wachsenden Schilfrohre, Schachtelhalme, Binsen und Simsen allmählich und allseitig mehr und mehr in das flache Wasser vor, auf dessen Boden ihr dichtes Wurzelwerk immer mehr vorwärts greift. Von oben herab senken sich alljährlich die abgestorbenen Blätter und Stengel der Seerosen, Ranunkeln, Laichkräuter und Wasserlinsen auf den Grund hinab; immer dichter wird das Gewirr von Pflanzenresten und seitwärts zwischen dieselben eindringenden Wurzeln und Wurzelstöcken, immer größerer Raum wird dem Wasser abgerungen, bis endlich ein innig verzweigter und verbundener Filz entsteht, der auf einer breiartigen Schlammasse ruht. Auf dieser schwankenden Vegetationsdecke siedeln

*) Siehe die Zusammenstellung von C. Zincken. Berg- und hüttenm. Zeitg. 1875. Nr. 35 und 36. — Ferner: Das Vorkommen der fossilen Kohlen u. Kohlenwasserstoffe. Leipzig 1884.

sich Torfmoose, Wollgräser, Fieberklee, die Moorheidelbeere und andere Pflanzen an. Die auf diese Weise überdeckten und gegen die Einwirkung der Luft geschützten Pflanzenteile verwesen aber nun nicht mehr vollständig; immer mehr verschwinden Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff jener Teile, während sich ihr Kohlenstoff anhäuft. Diese Masse wächst auch nach oben, denn während die unteren Teile der bei ihrer Bildung besonders wichtigen Torfmoose längst abgestorben sind, leben die oberen kräftig fort, das Wasser aus der Tiefe schwammartig nach sich ziehend. Immer dichter wird so mit der Zeit die anfangs breiige Masse, bis zuletzt unter der Vegetationsdecke ein fester Torf entseht. Durch die Torfmoose wird aber jener Boden immer feucht erhalten und so bildet sich auf ihm, begünstigt von seinem reichen Humusgehalte, eine üppige Vegetation. Ist er fester geworden, dann siedeln sich Bäume und Sträucher, Weiden, Erlen, Faulbaum und Kreuzdorn, zuletzt auch Nadelhölzer an; werden sie vom Winde losgerissen, oder sinken sie infolge ihres Gewichtes in ihre Unterlage ein, dann wächst der Torf über sie fort und nach Jahren sind sie ganz in ihm eingeschlossen. Dort von dem Kontakte mit der Luft abgeschnitten, verwesen sie nicht und noch nach Jahrhunderten zeigt sich ihre Holzstruktur vollkommen erhalten.« (Thomé.)

Gewisse Torfe bestehen fast ausschließlich aus verfilzten und zusammengepressten Moosen, von denen das Sumpfmoos, Sphagnum und Hypnum, die wesentlichsten sind. Beide, besonders aber Sphagnum, besitzen die Eigenschaft, weiter nach oben fortzuwachsen und neue Wurzeln zu treiben, während die unteren Teile der Pflanzen absterben. Da sie somit im stande sind, die Torfbildung beständig weiter fortzusetzen und auf den abgestorbenen Moosschichten neue zu produzieren, so bringen sie eine stetige Zunahme der Mächtigkeit der Torfmoore hervor. Die Existenz der letzteren ist an bedeutende Mengen von Feuchtigkeit gebunden, es könnte deshalb eine solche Erhöhung der Torfmoore über ihr ursprüngliches Niveau nicht stattfinden, wenn nicht sämtliche an ihrer Zusammensetzung beteiligten Moose außerordentlich hygroskopisch wären und die Feuchtigkeit der Luft in hohem Grade an sich zögen und festhielten.*) Bei der Umwandlung des Mooses in Torf verliert es sein verfilztes Ansehen, wird schwerer, bröckelig, erdig und schlammig, deutlich erkennbare Pflanzenteile verschwinden, seine Farbe geht in eine anfänglich braune, dann dunkelschwarze über. Finden solche Torfbildungen in Sümpfen statt, welche hinter Dünen liegen, und werden sie bei dem Landeinwärtsrücken der letzteren von Sand bedeckt, so wandelt sich der Torf unter dem Drucke der auf ihm lastenden Sandhügel, welche zugleich den Prozess der Vermoderung verlangsamen, in eine braunkohlenähnliche, schieferige Masse um.

*) Siehe A. Jentzsch. Über die Moore der Prov. Preußen. Schriften d. physik.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg. 1878. S. 91.

Die Braunkohle, das Kohlengestein der Tertiärzeit, besteht wesentlich aus den unter Luftabschluss verwesenden Resten von Coniferen (Taxites, Pinites, Sequoia, Cupressinoxylum), Palmen (Palmacites, Sabal, Flabellaria) und Laubhölzern (Betula, Juglans, Quercus, Cinnamomum). Siehe Histor. Geol., Tertiärformation, Braunkohlenbildung.

Die Steinkohle der Wealdenformation verdankt ihr Material üppig wuchernden und sich dadurch schnell anhäufenden Cycadeen, Coniferen und Baumfarnen. Siehe Histor. Geol., Wealden.

Die Steinkohle und der Anthracit der karbonischen Formation sind verwesende, ihrem Endziele bereits ziemlich nahegerückte Massen von riesigen Gefäßkryptogamen. Sigillarien (und Stigmarien), Lepidodendren, Calamiten und Farnen, nebst spärlichen Araucarien, Palmen und Cycadeen. Siehe Histor. Geolog., Karbon. Formation, Bildung der Steinkohlenflötze.

Die Anthracite des Silurs, z. B. der Isle of Man, können wesentlich nur aus Algen entstanden sein, da in den Thongesteinen der Silurformation, welche sich zur Konservierung der fossilen Pflanzen so trefflich eigneten, bisher nur seltene Reste von Gefäßkryptogamen oder noch höher stehenden Pflanzen gefunden sind, und ebenso haben

die Graphitschiefer und Graphitflötze der archäischen Formation augenscheinlich denselben Ursprung. Ihren Lagerungsverhältnissen nach sind sie den Kohlenflötzen und bituminösen Schiefern vollkommen analoge Gesteins-Einschaltungen ursprünglich vegetabilischer Entstehung und repräsentieren, entsprechend ihrem großen Alter, das Endprodukt des Verkohlungsprozesses. Siehe Hist. Geol., Urgneiß-Format. Organisches Leben.

§ 6. **Gasquellen als Produkte der Zersetzung vegetabilischer Substanzen.** Die Entwickelung der, wie soeben gezeigt, aus dem Verkohlungsprozesse hervorgehenden Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgase ist stellenweise eine so reichliche, dass sie zur Entstehung wirklicher Gasquellen die Veranlassung giebt. So sind denn, ganz abgesehen von den Gasexhalationen fast aller Vulkandistrikte, an zahllosen Punkten der Erdoberfläche Ausströmungen von Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und Sumpfgas bekannt, deren Ursprung ein organischer ist. Am auffälligsten sind die Kohlenwasserstoffquellen, weil diese, in Brand gesteckt, hohe Flammen von bald geringer, bald bedeutender Leuchtkraft bilden und dann als Erdfeuer bekannt sind. Die zahlreichsten und berühmtesten derartigen brennenden Quellen sind die von Baku und der ganzen Halbinsel Abscheron am kaspischen Meere,*) ferner die der Apenninen in Ober- und Mittelitalien. In den Ölgegenden Nordamerikas entströmen vielen der zur Gewinnung des

*) Trautschold. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1874. S. 257.

Petroleums angelegten Bohrlöcher Kohlenwasserstoffgase mit brausendem, zischendem, weithin hörbarem Geräusche. Derartige Gase, mit welchen die Naphtha von Baku gesättigt ist, treiben dieselbe aus den Bohrlöchern bis zu über 50 m hohen Fontainen empor. Ziemlich gewöhnlich sind außerdem Kohlenwasserstoffexhalationen aus Steinsalzlagern, welche zum Teil so bedeutend sind, dass sie z. B. bei Szlatina in Ungarn zur Beleuchtung der Grube verwandt werden; auch das bei der Saline Gottesgabe bei Rheine sich entwickelnde Gas wurde zu Heizzwecken verwandt; in China versiedet man auf gewissen Salinen die Sole vermittelst der mit ihr empordringenden brennbaren Gase.

Die Quantität der Kohlensäure, welche aus der Zersetzung von Pflanzenmassen resultiert, ist außerordentlich beträchtlich. Das an der Erdoberfläche von den verwesenden Pflanzen produzierte Kohlensäuregas wird von den Regenwassern aufgesaugt und in den Boden geführt. Durch ihren Kohlensäuregehalt werden diese Sickerwasser in den Stand gesetzt, zahlreiche Mineralien aufzulösen und zu zersetzen, um sie, nachdem sie größere Gesteinsmassen durchsickert haben, entweder als Mineralquellen an das Tageslicht zu fördern oder sich ihrer bereits in Höhlen und Spalten durch Absatz wieder zu entledigen.

§ 7. **Schlammvulkane als Resultate organischer Zersetzungen.***) Die Schlammvulkane, Schlammsprudel oder Salsen stehen in engstem Zusammenhange mit Gasquellen und zwar besonders solchen von Kohlenwasserstoffgas. Diese gehen, wie im vorigen Paragraphen gezeigt, aus der Zersetzung von organischen Substanzen hervor und sind die Destillationsprodukte im Zustande langsamer Verbrennung (Verkohlung) begriffener Pflanzenmassen. Treten diese Gase im Verein mit Wassern zu Tage, welche schlammartig erweichtes, thoniges oder sandig-thoniges Gesteinsmaterial mit sich führen, so sind die Bedingungen zur Bildung von Schlammsprudeln gegeben. Letztere sind demnach nicht Reaktionen des glutflüssigen Erdinneren, wie die Vulkane, sondern Produkte des gewaltsamen Hervordringens aus Organismen erzeugter Gase. Mit dem Ausströmen der letzteren ist sehr gewöhnlich das Ausfließen von flüssigen Kohlenwasserstoffen (Naphtha und Bergöl) vergesellschaftet. Die mit ihnen empordringenden Wasser sind meist salzhaltig.

Die Schlammvulkane bilden kleine, flache Kegel, welche meist nur einen, ausnahmsweise bis 10 m Höhe erreichen. Auf ihrem Gipfel befindet sich eine trichterförmige Vertiefung. Ihr entströmt z. T. lautlos, z. T. mit Brausen, mit Kohlenoxydgas oder Kohlensäure gemischtes Kohlenwasserstoffgas, welches Schlamm oder salziges, schlammiges, mit Erdöl vermischtes Wasser empor-

*) Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. z. München. Math.-phys. Kl. 1879. S. 1.

presst. Der Schlamm wird, falls dünnflüssig, durch die empordringenden Gase in wallender Bewegung erhalten, — falls zähflüssig, beim Zerplatzen der aufwärtspressenden großen Gasblasen umhergeschleudert. In letzterem Falle tritt eine intermittierende Thätigkeit ein, indem periodische Explosionen der Schlammassen, verbunden mit unterirdischem Getöse und Bodenerzitterungen, unterbrochen von Pausen der Ruhe stattfinden. In anderen Schlammsprudeln fließt der Schlamm unter starker Gasentwickelung über und bildet förmliche Schlammströme, oder er steigt $^1/_3$—$^2/_3$ m hoch senkrecht in die Luft, um dann zurückzufallen, — ein Spiel, welches sich in Pausen von 30 Sekunden bis zu 40 Minuten wiederholt.

Schlammvulkane sind bekannt auf Sicilien (bei Paterno am Ätna,*) Macaluba bei Girgenti) in dem nördlichen Italien (Provinz Modena) und bei Reggio, in der Nachbarschaft des kaspischen Meeres, in Siebenbürgen (Höllenmorast), auf Island, Java, Neugranada (Turbaco) und Trinidad. Einer der berühmtesten Schlammvulkane ist die Macaluba unweit Girgenti, eine wenig erhöhte Thonfläche von 150 Schritt Länge und 50 Schritt Breite mit etwa 30 Schlammkegeln von 0,3—0,5 m Höhe. Am westlichen und östlichen Ende des Kaukasus (auf der Insel Taman und an den Ufern des kaspischen Meeres) sind diese Salsen in solcher Zahl und Großartigkeit konzentriert, dass jene Distrikte darin mit keiner anderen Gegend der Erde verglichen werden können. Fast überall tritt die Abhängigkeit der Schlammvulkane von großen unterirdischen Herden der Zersetzung von organischen Substanzen in ihrer steten Vergesellschaftung mit Petroleum- oder Naphthaquellen auf das deutlichste hervor.

Zu den Schlammvulkanen sind auch die »mud-lumps« an den Mündungen der Mississippi-Pässe zu rechnen. Sie bilden hier flach kegelförmige Inseln, welche 3—6 m über den Wasserspiegel ragen und auf ihrem Scheitel eine kraterartige Vertiefung besitzen, aus der Sumpfgas, Kohlensäure, Salzwasser und feiner Schlamm empordringen. Sie verdanken ihre Entstehung der Zersetzung der von Schlamm bedeckten Treibholz-Anhäufungen.**)

Die Zeit als geologischer Faktor.

Die Wirksamkeit der Kräfte, welche sich als Hauptagentien in dem Entwickelungsprozesse der Erde bethätigen, bedarf zum großen Teile gewaltiger Zeiträume, um ihren Einfluss auf die Gestaltung der Erdoberfläche wahrnehmbar zu machen. Die Länge dieser Zeiträume ist eine so außerordentliche, dass uns, die wir nach Jahren zu rechnen gewöhnt sind,

*) A. v. Lasaulx. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879. S. 457.

**) Hilgard. Americ. Journ. of science. 1871. S. 238, 356 und 425.

jeder bestimmte Maßstab für dieselben fehlt. Um einen solchen zu gewinnen, hat man versucht, die Länge der Jetztzeit, also des Zeitraumes abzuschätzen, seit dessen Beginn das organische Leben auf Erden seinen heutigen Gesamtcharakter angenommen und seitdem nicht wesentlich verändert hat. Derartige Berechnungen ergeben so enorm große Zahlen, dass man zu zögern versucht ist, ihre Wahrheit anzuerkennen, wenn man berücksichtigt, dass sie sich allein auf die Jetztzeit beziehen, und dass diese nur eine einzige der gewiss nach Hunderten zählenden Perioden in der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner ist. Man scheute sich, wie gesagt, die enormen Zahlen, die aus diesen Faktoren resultieren, anzuerkennen, obwohl man längst gewöhnt ist, einen anderen Zweig der Naturwissenschaft, die Astronomie, welche mit der Geologie so zahlreiche Berührungspunkte hat, mit dem menschlichen Geiste vollkommen unfassbaren Größen rechnen zu sehen, wenn sie den Durchmesser der Erdenbahn als Maßeinheit für viele kosmische Entfernungen benutzt.

Wenn es gelingen sollte, geologische Vorgänge mit berechenbaren, astronomischen Änderungen in Beziehung zu bringen, so würde es möglich sein, auch für die Geologie ein absolutes Zeitmaß festzustellen. Bis jetzt aber fehlen uns derartige Anhaltspunkte; wir können deshalb nur versuchen, einige Vorgänge der Jetztzeit auf ihre Dauer abzuschätzen, und müssen uns für Ereignisse früherer Perioden mit einer Bestimmung ihres relativen Alters, d. h. mit der Beantwortung der Frage: früher oder später, älter oder jünger als andere Vorgänge und Erscheinungen? begnügen. Für ersteren Zweck hat man namentlich die im Zustande des stetigen Zurückschreitens begriffenen Niagara-Fälle benutzt.

Der Niagara ist der Ausfluss des Erie-Sees, wendet sich in nördlichem Laufe nach dem Ontario und stellt so eine sechs Meilen lange Verbindung beider Seen her. Fast genau in der Mitte zwischen diesen Wasserbecken bildet der Fluss die 55 m hohen Niagara-Fälle. Von diesem Punkte an schießt das Wasser, statt wie bisher auf einem Plateau, in einer tiefen, engen Schlucht mit senkrechten Wänden für $1\frac{1}{2}$ Meilen dahin, um bei Queenstown in die offene Ebene des Ontario-Sees zu treten und sich dann in langsamem Laufe bis zu diesem zu bewegen.

Der Landstrich zwischen Erie- und Ontario-See besteht aus den Schichten des oberen Silurs, welche sehr flach gegen Süden, also nach dem Erie-See zu einfallen, so dass ihre Schichtenköpfe gegen den Ontario zu gerichtet sind und nach diesem zu eine schroff abfallende Felswand bilden. Sie bestehen in ihrer oberen Mächtigkeit aus festem, kompaktem Kalksteine, in ihren unteren Lagen (27m) aus Schiefern und unterhalb dieser aus Mergeln und Sandsteinen. In diesen silurischen Schichtenkomplex hat der Niagara vom Falle bis nach Queenstown eine 70 — 80 m tiefe Felsschlucht eingeschnitten. Die Felswand (Fig. 84), über welche sich der Fall stürzt, besteht

deshalb in ihrer unteren Hälfte aus verhältnismäßig weichen Schiefern, in ihrer oberen Hälfte aus Kalkstein. Am Fuße des Falles waschen die wühlenden Wassermassen die lockeren Schiefer aus und unterminieren dadurch den Kalkstein, welcher stückweise herunterbricht, so dass die Wasserfälle langsam stromaufwärts rücken. Ähnliches ging früher vor sich. Anfänglich hat sich der Niagara-Fall über die Felswand bei Queenstown direkt in die Ontario-Ebene gestürzt, infolge der unterwühlenden Thätigkeit seiner Fluten ist er jedoch im Laufe der Zeit bis zu seinem jetzigen Standorte zurückgewichen, so dass jeder Punkt der Felsschlucht zwischen diesem und seinem ersten Fallorte bei Queenstown zeitweilig die Wasserfälle besaß. Können wir das Maß ihres jährlichen Rückschreitens abschätzen, so sind wir im stande, aus diesem und der Distanz, welche sie zurücklegten, die Zeitdauer zu berechnen, die das gesamte Zurückweichen in Anspruch nahm. Man schätzt das jährliche Zurückschreiten auf höchstens 0,33 m, so dass, da

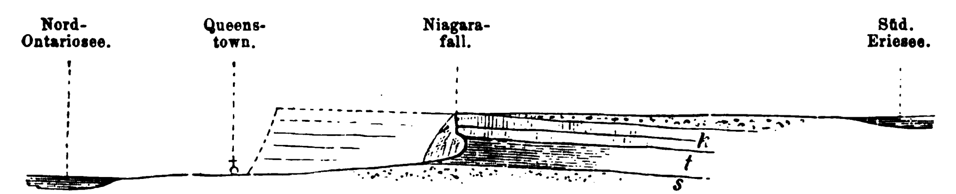


Fig. 84. Profil des Niagara-Flusses und seiner Fälle.
Nach *Hall's* und *Lyell's* Aufnahme.
s Weiche Oneida- und Medina-Sandsteine und Clinton-Gruppe; — *t* Weiche Niagara-Schiefer; — *k* Harter Niagara-Kalkstein.

die Schlucht 12000 m ($1^1/_2$ Meilen) lang ist, wenn nicht einzelne Stillstände durch Auftreten von härteren Schichten eingetreten sind, welche das Zeitmaß noch um vieles vergrößern würden, wenigstens 36000 Jahre verstrichen sind, seit der Niagara begann, seine Schlucht durch Rückwärtsschreiten der Fälle auszuwühlen. Nun kennt man aber auf dem Plateau, in welches die Niagaraschlucht eingeschnitten ist, und zwar auf beiden Seiten der letzteren, Geröll- und Sandablagerungen mit Schalen von Unio-, Melania- und Paludina-Arten, welche heute noch in jenen Seen leben, und die nur abgelagert worden sein können, ehe die Fälle soweit nach dem Erie zu hinaufgerückt waren und ehe die Schlucht ausgewühlt war. Die Zeiträume, die zum Einschneiden der Schlucht nötig waren, also 36000 oder wahrscheinlich mehr Jahre, gehören, wie aus der Identität der subfossilen und noch in derselben Gegend fortlebenden Mollusken geschlossen werden muss, der Jetztzeit an.

Die Länge dieses Zeitraumes lässt ahnen, welche Zeiten darüber hingingen, ehe der Colorado-Fluss (S. 237) sein 60 Meilen langes und bis 2000 m tiefes Schluchtensystem zum Teil in dem härtesten Granit auswühlen konnte.

Wenn solche Begebenheiten in Zeiträume fallen, während welcher der organische Gesamtcharakter der Erde scheinbar vollständig stationär und unverändert blieb, welche Zeiträume mögen während der tertiären Perioden, innerhalb deren sich Flora und Fauna wiederholt fast durchgängig und vollkommen änderten, verflossen sein! Hat man Recht, die Dauer der Jetztzeit auf mehr als 30000 Jahre zu veranschlagen, so muss die Tertiärperiode auf viele Hunderttausend Jahre abgeschätzt werden. Nun ziehe man in Betracht, dass die Tertiärzeit nur das letzte Blatt im Buche der Erdgeschichte, so weit diese sich vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat, ausfüllt, man denke daran, dass der Gesamtcharakter der Bewohner der Erde erwiesenermaßen sehr zahlreiche Male eine vollkommene Umprägung erlitten hat, dass also die gesamten jeweiligen Floren und Faunen ebenso oft von einer anderen sich emporschwingenden, vervollkommneten Generation bekriegt, überwuchert und ausgerottet worden, endlich erinnere man sich daran, dass auch vor die Entstehung organischer Wesen auf Erden noch große Zeiträume fallen, und man wird gestehen müssen, dass die Berechtigung gegeben ist, die Vergangenheit der Erde als etwas unermessliches zu bezeichnen. Vergleicht man ein von Tieren belebtes Landschaftsbild der Silurperiode mit einem der Jura-, der Diluvial- und der Jetztzeit, und abstrahiert man von periodischen Schöpfungseingriffen in die Entwickelungsgeschichte der Erde, so öffnet sich dem Blicke eine Vergangenheit, für deren Abschätzung uns die Kraft fehlt. Wie verschwinden gegen sie die wenigen Tausend Jahre, bis zu welchen die Nachrichten über unser eigenes Geschlecht zurückreichen! — Alle geologischen Zeitberechnungen können deshalb weiter nichts bezwecken, als uns zu überzeugen, *dass wir in der Entwickelungsgeschichte der Erde mit unermesslich großen Zeiträumen zu rechnen haben.*

Vierter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

---

§ 1. **Aufgabe der petrogenetischen Geologie.** Nachdem in den letzten beiden Abschnitten der petrographische Charakter der Gesteine, welche die Erdkruste zusammensetzen, sowie die Kräfte, welche überhaupt einen bildenden und gestaltenden Einfluss auf die Erdrinde ausüben, geschildert worden sind, liegt die Frage nahe, auf welche Weise jene Gesteinsarten durch Vermittelung dieser Kräfte ihren gegenwärtigen Zustand und petrographischen Habitus erhalten haben? Mit der Beantwortung dieser Frage beschäftigt sich die petrogenetische Geologie, die Lehre von der Gesteinsentstehung.

Die Entstehung irgend einer tellurischen Gesteinsart ohne Mitwirkung entweder des Vulkanismus oder des Wassers ist undenkbar, — und in der That lässt sich auch die Bildung der Gesteine wesentlich auf die Thätigkeit eines dieser beiden Agentien zurückführen. Je nachdem dies der Vulkanismus oder das Wasser ist, werden die Gesteine ihrer Entstehung nach in eruptive und sedimentäre getrennt.

A. Die Eruptivgesteine.

§ 2. **Entstehung der Eruptivgesteine.** Die Eruptivgesteine sind in glutflüssigem Zustande aus der Tiefe der Erde hervorgetreten und an der Erdoberfläche oder nahe derselben mehr oder weniger rasch erstarrt. Die Durchtränkung des glutflüssigen Magmas durch überhitztes Wasser oder durch Wasserdampf, sowie durch andere Dämpfe und Gase ist bei dieser Entstehungsweise nicht ausgeschlossen, darf im Gegenteile auf das bestimmteste vorausgesetzt werden. Auf eine Mitwirkung des Wassers bei Bildung der Eruptivgesteine auch in den früheren geologischen Zeitaltern weist schon die Analogie mit den Eruptionserscheinungen der heutigen Vulkane hin. Jede Eruption ist mit enormen Dampfausströmungen und Explosionen

verbunden und ebenso entwickeln die Lavaströme selbst, bis sie erkalten, aus ihren Rissen und Spalten große Mengen von Wasserdämpfen. Die flüssige Lavamasse muss deshalb von überhitztem Wasser oder Wasserdampf durchtränkt sein, wenn sie sich auch in erstarrtem Zustande fast vollkommen wasserfrei erweist. Der Wassergehalt, der durch Bauschanalysen in zahlreichen Eruptivgesteinen nachgewiesen ist, kann an und für sich nicht als maßgebender Beweis für Mitwirkung des Wassers bei Bildung derselben angesehen werden, da er erst später eingedrungen sein mag, — in vielen Eruptivgesteinen sind jedoch die Belege für die Teilnahme des Wassers an ihrem Bildungsvorgange gewissermaßen versteinert erhalten, nämlich in Gestalt mikroskopisch kleiner Hohlräume, welche Wasser oder wässerige Solutionen z. B. von Chlornatrium umschließen. Diese Flüssigkeitseinschlüsse (siehe S. 36) sind in den Quarzen fast aller und in den Feldspäten vieler Granite, Syenite, Quarzporphyre und Melaphyre in unzähliger Menge vorhanden.

Auch eine Reihe eigentümlicher Erscheinungen im Kontakte gewisser Eruptivgesteine mit ihrem Nebengesteine (gewisse Kontaktmetamorphosen) finden ihre befriedigende Erklärung allein durch den ursprünglich durchwässerten Zustand des schmelzflüssigen Materiales der ersteren. Man kann nur annehmen, dass das überhitzte Wasser, das sich bei Abkühlung der Eruptivmassen ausschied, z. T. mit Mineralsubstanzen beladen in das Nebengestein eindrang und zur petrographischen Umbildung desselben Veranlassung gab. Eine wesentliche Unterstützung finden diese Ansichten in den Untersuchungen Daubrée's,*) aus welchen die große mineralbildende Kraft des überhitzten Wassers hervorgeht. Durch Einwirkung des letzteren gelang es ihm u. a., Quarz und Feldspat darzustellen und Obsidian in eine feinkörnige, trachytähnliche Masse umzuwandeln.

Mit Bezug auf die Herkunft des die Eruptivmassen durchtränkenden Wassers**) ist eine große Anzahl der Geologen der Ansicht, dass letzteres, welches auf Spalten in die Tiefe dringt, unter dem Drucke der ganzen darüberstehenden Wassersäule durch die feinsten Klüfte abwärts bis zum glutflüssigen Erdinneren gepresst wird. Hier kann es sich unter dem hohen Drucke nicht in Dampf verwandeln, sondern wird von dem in Glutfluss befindlichen Materiale absorbiert und bildet mit diesem an solchen Stellen, wo die Infiltration erfolgte, ein von Wasser durchtränktes Magma. Steigt nun letzteres auf Spalten empor und gelangt in Niveaus der Erdkruste, wo der Druck ein geringerer ist, so explodiert dasselbe und liefert Wasser-

*) Daubrée. Experimental-Geologie. Übersetzt von Gurlt. 1880. S. 119—179.

**) Reyer. Beitrag zur Physik der Eruptionen. Wien 1877. — Tschermak. Über den Vulkanismus als kosm. Erscheinung. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. zu Wien. I. Abt. 1877. März.

dampf und vulkanische Aschen und Sande, oder es erreicht die Erdoberfläche und haucht erst hier namentlich bei seinem Erstarren die bis dahin absorbierten Dämpfe aus.

Aber nicht nur Wasserdämpfe entströmen den Laven und Eruptionskanälen unserer Vulkane, sondern noch eine Fülle anderer Gase und Dämpfe, so schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Kohlenwasserstoffe, Stickstoff, Ammoniakgas, namentlich aber Kohlensäure. Diese lassen sich nicht aus der Zersetzung von oben eingedrungener atmosphärischer oder Meereswasser herleiten, entstammen vielmehr, ebenso wie vielleicht ein Teil des Wasserdampfes, direkt dem glutigen Erdinneren, in welchem sie absorbiert enthalten sind, so dass dieses ein seit seiner Ballung von Gasen und Dämpfen durchtränktes Magma darstellt (vergl. S. 168). Gleiches gilt naturgemäß von denjenigen Partieen des letzteren, welche als Laven oder Eruptivgesteine an die Erdoberfläche gelangen. Diese Durchtränkung der Eruptivmassen durch Liquida bedingt einerseits die Beweglichkeit der ersteren dadurch, dass sie als Lösungs- und Flussmittel für die an und für sich schwerer schmelzbaren mineralischen Stoffe dienen, während sie andererseits die krystalline Erstarrung des Magmas in hohem Grade begünstigen.

Gelangt ein derartiges Magma an die Erdoberfläche, so entweicht der größte Teil der Liquida, infolge davon zerspratzt die Lava oder bläht sich auf und erstarrt schlackig, porös und glasig, oder dicht und nur teilweise krystallinisch. Erkaltet es aber unter hohem Drucke in der Tiefe, so werden die Liquida länger zurückgehalten und es tritt eine gleichmäßig-körnige, vollkrystalline Erstarrung ein. Auf diese Weise können aus dem nämlichen Eruptionsmateriale an der Erdoberfläche Laven und Gläser, porphyrische, felsitische und glasreiche Gesteine (vulkanische Gesteine), — in der Tiefe des Kanales vollkrystalline Gesteine (Tiefengesteine, plutonische Gesteine entstehen.*) Die Basalte, Phonolithe, Trachyte und Andesite nebst ihren Laven und Gläsern würden nach dieser Auffassung nur die äußersten, an die Oberfläche der Erde reichenden Zweige von Eruptivmassen vorstellen, die in größerer Tiefe unter dem Drucke der darüber lastenden Säule zu granit-, syenit-, diorit- und diabasartigen Modifikationen erstarrten. Der strukturelle Unterschied zwischen solchen plutonischen und den vulkanischen Gesteinen beruht somit nicht auf ihrem verschiedenen geologischen Alter, sondern vielmehr auf ihrem Niveau zur Erdoberfläche. Ihre Altersunterschiede sind nur scheinbare, indem die plutonischen Gesteine überall dort,

---

*) Cotta. Geologie d. Gegenwart. 1866. Einleit. XX. — Judd. Geol. Magaz. 1875. Bd. II. S. 10, 24, 76. u. Quart. Journ. geol. Soc. of London 1874. S. 240. 1885. Bd. 1. S. 354. — Reyer. Physik der Eruptionen. 1877. S. 132—146. — Reusch. Über Vulkanismus. Berlin 1883.

wo sie jetzt zu Tage treten, aus älteren Perioden stammen, weil eben lange Zeiten nötig waren, um die Erdoberfläche bis hinab in das Niveau dieser vollkrystallinen Erstarrungsprodukte zu denudieren. Bei jüngeren Eruptionsprodukten hat dieser Abtragungsprozess noch gar nicht oder noch nicht so tief eingewirkt, deshalb sind uns die oberen echt vulkanischen Modifikationen noch erhalten, gehen aber nach der Tiefe zu in plutonische, vollkrystalline Gesteinsmassen über.

Jedenfalls lassen sich die Eruptivgesteine nach dem Orte ihrer Erstarrung und nach ihrer unter den dort herrschenden Verhältnissen erlangten Struktur in zwei Hauptgruppen teilen: vulkanische oder Ergussgesteine und plutonische oder Tiefengesteine.*)

Die vulkanischen Gesteine bilden Ströme, Decken, Kuppen und mit diesen in Verbindung stehende Gänge und Tuffe, gehören entweder den jüngsten geologischen Perioden, nämlich der Tertiär- und Jetztzeit an, wie die Basalte, Andesite, Trachyte und Phonolithe, und können dann als neovulkanisch bezeichnet werden, oder sie sind die Produkte von Gesteinsergüssen älterer Perioden, also paläovulkanisch. Hierher gehören die Diabaslager der Silur- und Devonformation, die Lager und Ströme von Melaphyren, Porphyriten, Quarzporphyren und Pechstein innerhalb der Karbon- und Permformation, welche sämtlich außer durch ihre Lagerungsform, durch Tuffbildungen, Glasführung und blasige Struktur als vulkanische Eruptionsprodukte paläozoischer Zeiträume charakterisiert werden.

Im Gegensatze zu diesen bis an die Erdoberfläche emporgedrungenen vulkanischen Gesteinen hat, wie gesagt, das glutflüssige Magma der plutonischen Gesteine die Oberfläche der Erde nicht erreicht, sondern ist in der Tiefe außerordentlich langsam und unter hohem Drucke zu Gängen, Stöcken und Lakkolithen mit vollkrystalliner, körniger Struktur erstarrt, welche erst später durch andauernde Erosion zu Tage treten, so die Granite Syenite, Gabbros.

Was die Herkunft der substantiell, also chemisch verschiedenartigen eruptiven Mineralgemenge betrifft, so hat Bunsen**) zuerst mit besonderem Bezug auf die vulkanischen Gesteine Islands und Transkaukasiens, später mit Anwendung auf ältere Eruptivgesteine die Ansicht ausgesprochen, dass dieselben Mischungen zweier ursprünglichen Normalmassen seien, welche aus getrennten vulkanischen Herden abstammten und sich in verschiedenen Verhältnissen mengen konnten. Die zwei extremen und zugleich ursprünglichen Glieder der auf diese Weise entstandenen und genetisch verknüpften Gesteinsreihe wurden als normal-trachytisch und normal-pyroxe-

*) Rosenbusch. Mikroskop. Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl. 1886. S. 1—12.

**) Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 197. — Streng, ebendort. XC. 1853. 103.

nisch bezeichnet. Ihr Unterschied beruht im wesentlichen auf ihrem Kieselsäuregehalte; das normal-trachytische Mischungsmaterial ist sehr kieselsäurereich (76—67 Prozent), das normal-pyroxenische sehr basisch und somit ärmer an Kieselsäure (48—47 Prozent), so dass das Sauerstoffverhältnis der Säure und der Basen bei den ersteren 3 : 0,597 (also 5 : 1), bei letzteren 3 : 1,998 (also 3 : 2) ist, während es bei allen übrigen vulkanischen Gesteinen zwischen 3 : 0,579 und 3 : 1,998 schwankt, so dass sie als Mischungen jener beiden extremen Glieder zu betrachten sind. Eine ansprechendere Ansicht, welche durch Sartorius von Waltershausen*) vertreten wird, geht davon aus, dass in den Tiefenzonen der Erde eine allmähliche Dichtigkeitszunahme und mit dieser Hand in Hand eine allmähliche Änderung der materiellen Beschaffenheit des glutflüssigen Inneren stattfinde (s. S. 7). Nach diesem Geologen stammen die beiden von Bunsen beanspruchten ursprünglichen Mischungsmateriale nicht aus gesonderten Herden, sondern repräsentieren sehr weit von einander liegende Glieder dieser stetigen Reihe von verschiedenartigen, schmelzflüssigen Materialien, deren Charakter sich mit zunehmender Tiefe derart ändert, dass ihr Kieselsäure-Reichtum mit der Tiefe ab-, ihr Eisen-, Magnesia-, Kalkgehalt und zugleich ihr spezifisches Gewicht hingegen zunimmt. Je nach der größeren oder geringeren Tiefe, aus welcher die eruptive Gesteinsmasse hervordringt, wird demnach ihre Zusammensetzung eine verschiedene sein.**)

§ 3. **Charakteristische Eigentümlichkeiten der Eruptivgesteine.** Die Entscheidung, ob ein Gestein eruptiven Ursprunges sei, ist in vielen Fällen mit Schwierigkeiten verknüpft, da die älteren als Eruptivmassen angesprochenen Gesteine von den jüngeren echt vulkanischen, bei deren Entstehungsakte der Mensch Zeuge war, in vielen Beziehungen abweichende Gebilde darstellen. Gewisse Struktur- und Lagerungsverhältnisse sind jedoch so allgemein an eine eruptive Entstehungsweise gebunden, dass sie, wenn auch nicht jedes für sich allein, so doch, sobald sie ihrer Mehrzahl nach an einem Gesteine auftreten, als maßgebende Anhaltspunkte für deren Genesis dienen können. Als solche durch eruptive Entstehung bedingte Charaktere können angeführt werden:

1) massige Struktur, also das Fehlen echter Schichtung, Schieferung und schichtenförmiger Wechsellagerung, wie sie bei den Sedimentgesteinen ausgebildet ist, wenn auch plattenförmige Absonderungen und Andeutungen einer sekundären Flaserung und Parallelstruktur nicht ausgeschlossen sind.

2) Abwesenheit von organischen Resten, während letztere als

*) Vulk. Gest. v. Sicilien u. Island. 1853. S. 416.

**) Siehe auch F. v. Richthofen. Über den Ursprung der vulkanischen Gesteine. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1869. S. 1. — Vergl. E. Reyer. l. c. III.

zahlreiche zufällige Einschlüsse, selbst als gesteinbildendes Material den Sedimentgesteinen einen ganz bezeichnenden Habitus verleihen, ohne dass jedoch alle geschichteten Gesteine reich an ihnen sein müssten.

3) Säulenförmige Absonderung.

4) Glasige, blasige, schlackige oder mandelsteinartige Struktur.

5) Glassubstanz zwischen und Glaseinschlüsse in den krystallinischen Mineralelementen eruptiver Gesteine, welche nur als Reste oder als von den sich ausscheidenden Mineralindividuen umschlossene Teilchen des glutflüssigen Magmas aufgefasst werden können. Damit verbunden Fluktuationsstruktur, wie sie sich in glasigen und halbglasigen Gesteinen (Pechstein, Obsidian), sowie in der glasigen Basis körniger Gesteine (Basalt, Melaphyr) zeigt.

6) Durchgreifende Lagerung, also das Durchsetzen anderer Gesteine, welches in Form von Gängen oder Stöcken geschehen kann und die Möglichkeit weiterer für die Eruptivgesteine bezeichnender Ausbildungsformen und damit der Entstehung von Kuppen, Decken und Strömen und unter gewissen Bedingungen auch der Stratovulkane bietet.

7) Zerspaltung und Aufblätterung des Nebengesteines und infolge davon seitliche Injektionen der Eruptivmasse in letzteres (Apophysen), sowie Umhüllung einzelner von dem Eruptivmagma oft aus großer Tiefe emporgehobener Nebengesteinsbruchstücke.

8) Feinerwerden des Kornes nach den beiderseitigen Begrenzungs-, also Abkühlungsflächen zu, wo sich infolge sehr rascher Abkühlung sogar glasige Struktur oder wenigstens eine Zunahme der Glassubstanz einstellen kann.

9) Kontaktmetamorphosen, welche sich zuweilen von seiten der Eruptionsmasse auf das Nebengestein oder auf umschlossene Fragmente geäußert haben und sich dann in Form von Frittungen, Verglasungen, Verkokungen, Umkrystallisierung und Materialzuführungen (hydato-thermische Imprägnation) kund geben.

Von allen diesen Merkmalen ist jedoch nur das Vorhandensein von Glasbasis und Glaseinschlüssen ein untrüglich sicherer Beweis für die Eruptivität eines Gesteines.

§ 4. **Die neovulkanischen (basaltischen, andesitischen und trachytischen) Gesteine.** Die Eruptionsprodukte der heutigen Vulkane sind zum Teil geflossene und später erstarrte Massen, die Laven — zum Teil lose Auswürflinge, nämlich Schlackenstücke, Lapilli, Aschen. Die Laven erscheinen meist an ihrer Oberfläche als schlackige, nach ihrem Inneren zu aber als dichte, feinkörnige oder porphyrische Gesteine, deren krystallinische Ausbildung mit der Langsamkeit der Abkühlung und Erstarrung an Deutlichkeit zugenommen hat. Schon früher (siehe S. 160) ist auf die eigen-

tümlich verschiedenartige Ausbildungsweise mancher basaltischer Lavaströme hingewiesen worden, wie sie z. B. am Vesuv in direkter Nachbarschaft nebeneinander auftreten.*) Die eine Lava, die Blocklava, besteht nach ihrem Erstarren aus einem losen Haufwerke rauher, eckiger Trümmer, die andere hingegen, die Gekrös- oder Fladenlava, hat sich mit einer zusammenhängenden, wulstig-welligen, glasierten Oberfläche bedeckt. Erstere fließt und verfestigt sich schnell unter enormer, letztere unter sehr unbedeutender Dampfentwickelung, so dass die Erstarrung jener infolge rascher Entweichung der als Solutionsmittel dienenden Gase und Dämpfe, die der zusammenhängenden oder Fladenlava jedoch infolge langsamer Abkühlung stattfindet. Ganz abgesehen aber von dieser schließlichen Steinwerdung deuten gewisse Erscheinungen, so die unter dem Mikroskope so häufig zu beobachtende Thatsache, dass die Feldspat-, Augit-, Apatit- und Leucitkryställchen der basaltischen Massen zerbrochen und die Bruchstücke derselben gegeneinander verrückt sind, ferner das Vorkommen zahlloser, vollkommen ausgebildeter Krystalle in Gestalt loser Auswürflinge, darauf hin, dass die Auskrystallisierung der Lavamineralien bereits im Vulkanschlunde und zwar infolge des teilweisen Entweichens der als Flussmittel dienenden Gase und Dämpfe stattgefunden hat und die Festwerdung der ausgeflossenen Lava auf schließlicher Erstarrung des flüssig gebliebenen Restes des Lavamagmas beruht. Die Struktur dieses erstarrenden Restes und somit des gesamten Lavagesteines hängt ab von der Höhe der Temperatur, welche die hervordringende Lava besitzt, von ihrem Reichtum an Gasen und Dämpfen und endlich von der abkühlenden Wirkung der Umgebung des Lavastromes, und kann je nach diesen Verhältnissen rein glasig, glasreich, glasarm oder feinkörnig sein. Bei diesem Vorgange ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass die im Vulkankanale zur Ausbildung gelangten Krystallindividuen auch noch außerhalb des letzteren bis zur vollständigen Erstarrung des übrigen Lavamagmas an Größe stets zunehmen. Dafür spricht die Erscheinung, dass die Größe der porphyrischen Krystallausscheidungen innerhalb zahlreicher Lavagänge in der Richtung nach der zentralen Zone derselben wächst, indem letztere am längsten glutflüssig blieb und deshalb ein fortgesetztes Wachstum der Krystalle am längsten gestattete.

Petrographisch lassen sich die aus den jetzt thätigen Vulkanen geflossenen Laven von den verschiedenen Basaltgesteinen, Andesiten, Trachyten und Rhyolithen der Vulkankuppen, der vulkanischen Decken, Ströme und Gänge der Tertiärzeit gar nicht trennen, nur spielt bei sehr vielen tertiären Trachyten und Andesiten der Quarz eine viel wichtigere

*) A. Heim. Der Vesuv im April 1872. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1873. S. 1.

Rolle als wesentlicher Gemengteil und ist als solcher allgemeiner verbreitet als bei den Laven der Jetztzeit.

Für die tertiären vulkanischen Gesteine hat sich hinsichtlich ihres Alters die konstante Reihenfolge 1) Propylit, 2) Andesit, 3) Trachyt, 4) Rhyolith, 5) Basalt herausgestellt.

Kühlten sich die genannten vulkanischen Eruptivmassen aus homogenem Schmelzflusse sehr rasch ab, so entstanden glasartige, homogene oder wenigstens homogen erscheinende Gesteine wie Perlit, Obsidian und an ihrer Oberfläche die schaumig zelligen Varietäten derselben, die Bimssteine. Der Wassergehalt mancher solcher natürlicher Gläser ist ebenfalls als ein Resultat der raschen Erstarrung anzusehen, infolge deren die Entweichung der Wasserdämpfe zum Teil verhindert wurde.

Die Entstehung der losen Auswürflinge, also der Bomben, Lapilli, Sande und Aschen beruht auf der rapiden Zerstäubung des vulkanischen Magmas durch die sich aus ihm bei Verminderung des Druckes, also in dem oberen Teile des Eruptionskanales ausscheidenden Dämpfe und Gase (vergl. S. 156 u. 168).

Abgesehen von der Gesteinsähnlichkeit der tertiären Basalte und Trachyte mit den modernen Laven sind es die Lagerungsverhältnisse, durch welche die echt vulkanische Entstehung der ersteren auf das untrüglichste bewiesen wird. Dieselben steigen als Gänge, welche sich zum Teil vielfach verzweigen, durch das Nebengestein, bilden, an dessen Oberfläche angelangt, entweder Kuppen oder breiten sich in Form von horizontalen Decken aus und sind sehr häufig mit Tuffablagerungen verknüpft. Die Gangmasse umschließt nicht selten Gesteinsbruchstücke, welche aus der Tiefe stammen und durch die Glut, der sie ausgesetzt waren, verglast oder gebrannt erscheinen. Manche Basaltgänge, z. B. Islands und Santorins, sind genau wie gewisse Lavagänge und -ströme des Vesuvs nach ihren Begrenzungsflächen zu, wo die Abkühlung schneller vor sich ging, als glasartige oder, wenn die mittleren Gangzonen grobkörnig sind, als dichte Massen ausgebildet. Dieselbe Erscheinung bietet in vorzüglicher Weise die Pflasterkaute bei Eisenach und die Blaue Kuppe bei Eschwege. Beide Stöcke bestehen in ihrer Peripherie, also im Kontakte mit dem umgebenden Buntsandstein, aus dichtem Basalte, welcher gegen das Zentrum zu in Anamesit und schließlich in grobkörnigen Dolerit übergeht. Ähnliches ist an Quarztrachytgängen beobachtet worden. Auch Umwandlungserscheinungen im Kontakte der Trachyte, namentlich aber der Basalte mit dem Nebengesteine, welche der Einwirkung hoher Glut zugeschrieben werden müssen, sind an sehr zahlreichen Punkten beobachtet worden. An den Basalt angrenzende Sandsteine sind von diesem verhärtet, gefrittet und verglast oder ähnlich wie Gestellsteine in Hochöfen mit prismatischer Absonderung versehen, Thone in Porzellanjaspis umgewandelt und Braunkohlen verkokt worden.

§ 5. **Die paläovulkanischen Gesteine (Quarzporphyre, Porphyrite, Melaphyre, Diabase).** Der Quarzporphyr ist ein Aggregat derselben Mineralspezies und von gleicher Struktur wie der Quarztrachyt. Auch bei ihm haben sich infolge einer anfänglich sehr langsamen Abkühlung während des Emporsteigens der glutflüssigen Masse (wofür zerbrochene Feldspatkrystalle im Porphyr sprechen) die größeren Krystallindividuen ausgeschieden, während der Rest des Magmas beim Erreichen der Erdoberfläche, über welche sich der Quarzporphyr häufig deckenartig ausbreitete, rascher zu einer mikrogranitischen, felsitischen, oft glasreichen Grundmasse erstarrte. Reste des ursprünglichen Schmelzflusses sind außerdem in Form von Glaseinschlüssen innerhalb der Quarze und Feldspäte im Quarzporphyre enthalten. Mikrofluktuationsstruktur ist häufig zu beobachten.

Die Quarzporphyre durchsetzen in zum Teil meilenlangen Gängen die Schichten der paläozoischen, selten der jüngeren Formationen oder ältere Eruptivgesteine, senden Apophysen in das Nebengestein und umfassen Bruchstücke desselben oft in solcher Menge, dass porphyrische Breccien entstehen, und nehmen nach ihren Begrenzungsflächen zu nicht selten säulenförmige oder plattenförmige Absonderung an. Innerhalb der Eruptionsspalten ist das quarzporphyrische Magma zuweilen zu Granitporphyr erstarrt, dessen Grundmasse eine durchaus krystalline Struktur besitzt. Kontaktveränderungen von seiten der Quarzporphyre haben sich namentlich in Umwandlung der angrenzenden Steinkohle zu einer kokähnlichen Substanz bethätigt (so auf der Fixsterngrube bei Altwasser in Schlesien). Eine andere, sehr gewöhnliche Lagerungsform der Quarzporphyre ist die als Kuppen, Lager und Decken. Dieselben stehen an irgend einer Stelle mit gangartigen Gebirgsgliedern in Verbindung, können sich mehrfach übereinander wiederholen und haben bisweilen sehr bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit. Sie haben sich ursprünglich deckenartig auf der damaligen Erdoberfläche ausgebreitet und sind dann von jüngeren Sedimenten überlagert worden.

Als eigentümliche, durch rasche Erstarrung des glutflüssigen Magmas bedingte Modifikation des Quarzporphyres sind Felsitfels, Pechsteinporphyr und Pechstein zu betrachten. Die beiden letzteren sind natürliche Gläser, deren Gehalt an Wasser ebenso wie der der Obsidiane durch Verhinderung der Verdampfung infolge raschen Erkaltens ermöglicht wurde, und welche die im Quarzporphyre bereits krystallinisch gesonderten Bestandteile noch im Zustande eines homogenen Magmas enthalten.

Auch Aschenauswürfe haben die Eruptionen der Quarzporphyre begleitet und das Material der Porphyrtuffe geliefert, und endlich finden sich in den mit gewissen Quarzporphyren verknüpften Porphyrkonglomeraten des Rotliegenden, z. B. bei Wittekind unweit Halle, verkittete Haufwerke von echten, schlackig-blasigen Bomben.

Für die Genesis des Granites ist es bedeutsam, dass echte mikrofelsit- und glasreiche Quarzporphyre lokal in vollkrystalline, durchaus körnige Modifikationen, also in Granitite übergehen. So im Hochfelde im Unterelsass (Rosenbusch), ferner im Eruptivgebiete von Lugano.*) Hier herrscht überall, wo der Quarzporphyr massenhaft auftritt, die Granititausbildung, stets mit schriftgranitischer Granophyrstruktur, in den randlichen Partieen und dem oberen Niveau des Ergusses hingegen echt porphyrisch-granophyrisches Gefüge, Fluidalstruktur stellt sich ein, die Grundmasse verdichtet sich in gleichem Schritte mit Zunahme des porphyrischen Habitus mehr und mehr, Glasbasis erscheint, lokal kommt es sogar zur Ausbildung von Pechsteinporphyr (Vitrophyr).

Die Melaphyre und Porphyrite sind mit den Hornblende-Andesiten, die Diabase mit den Doleriten und Plagioklas-Basalten strukturell und petrographisch auf das innigste verknüpft; auch wiederholen sich an ihnen die charakteristischen Lagerungsformen dieser vulkanischen Gesteine. Namentlich häufig treten sie als Ströme und Lager auf, welche sedimentären Schichtensystemen regelmäßig eingeschaltet sind, mit ihnen wechsellagern und an allen Biegungen und Knickungen derselben teilnehmen. Auch Tuffbildungen finden wir bei den Eruptionen der Porphyrite, Augitporphyre, Melaphyre, namentlich aber der Diabase wieder. Die Melaphyre im Rotliegenden von Böhmen sind größtenteils echte, lavaartig geflossene Ströme und stehen mit unzweifelhaften gangartigen Durchbrüchen in ersichtlicher Verbindung. Die Umgebungen der letzteren sind dann gewöhnlich wahre Aschen- und Schlackenfelder. Mit der Eruption des Melaphyres in der Nähe von Mansfeld waren Auswürfe von schlackigen Bomben verknüpft, welche jetzt, von Sandsteincement zusammengehalten, ein Melaphyr-Bomben-Konglomerat in der Schichtenreihe des Rotliegenden bei Rödchen bilden. (Siehe sub Rotliegendes.) Bei vielen Melaphyren ist eine ausgezeichnete Mikrofluktuationsstruktur ausgebildet, indem nicht nur die Mikrolithe in paralleler Lage zu Strömen vereinigt sind, die sich um größere Krystallausscheidungen herum winden, sondern auch diese letzteren eine Richtung und Lage angenommen haben, die unzweideutig darauf hinweist, dass sich die Gesteinsmasse einst in fließendem Zustande befunden haben muss. Auf rasche Erstarrung der letzteren weist der Reichtum mancher Melaphyre an Glaseinschlüssen und Glasbasis hin. Bei den Diabasen sind Glaseinschlüsse seltener, dahingegen liefert die oft in ihnen auftretende Mikrofluktuationsstruktur, ferner ihre Verknüpfung mit Tuffen und Mandelsteinen den Beweis ihrer vulkanischen Entstehung. Im Harze, im Vogtlande, an der Ruhr und Saar u. a. O. sind die paläozoischen Schiefer von den Diabasen in Desmonite,

---

*) T. Harada. Das Luganer Eruptivgebiet. N. Jahrb. f. Min. II. Beil.-Band. 1882. S. 1.

Spilosite, Adinole umgewandelt oder gehärtet und griffelartig abgesondert worden (Kayser, Lossen).

Nach solchen Beobachtungen unterliegt die vulkanische Natur der Diabase, Melaphyre, Porphyrite und Porphyre nicht dem geringsten Zweifel, gleichgültig, ob ihre Eruption vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden hat: die jetzt lagerartige Gestalt der genannten Gebirgsglieder entspricht den vulkanischen Decken und Strömen der Neuzeit, Kuppen von Porphyr sind vom geologischen Standpunkte nichts anderes, als solche von Trachyt, die mandelsteinartigen Varietäten der Diabase und Melaphyre sind nichts, als einstmalige, schlackige und blasige Laven, die Pechsteine sind den Obsidianen analoge Erstarrungsmodifikationen, die Tuffablagerungen nichts als die Produkte vulkanischer, mit den Gesteinseruptionen verknüpfter Aschenregen, ein Teil der Melaphyr-, Quarzporphyr- und Diabaskonglomerate besteht aus vulkanischen, nicht selten schlackigen Bomben der betreffenden Gesteinsart, — kurz zwischen jenen älteren Eruptivgesteinen und den vulkanischen Produkten der Jetztzeit ist mit Bezug auf ihre Entstehungsweise nur ein zeitlicher Unterschied.

§ 6. **Die plutonischen Gesteine (Granite, Syenite, Diorite, Gabbros).** Die genannten Gesteine sind innerhalb Spalten und unterirdischer Hohlräume in der Erdtiefe erstarrt, ohne die Erdoberfläche zu erreichen. Mit der Gesteinswerdung in solcher Tiefenlage und unter den dort herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen sind folgende charakteristische Eigentümlichkeiten der plutonischen Gesteine verknüpft*):

1. ihre vollkrystalline Ausbildung, d. h. die Erstarrung ihres ursprünglichen Magmas zu einem Aggregate von lauter krystallinen Mineralindividuen. Es entbehren somit die plutonischen Gesteine jener für die vulkanischen Gesteine so charakteristischen glasigen oder mikrofelsitischen Zwischenmasse (Basis), ebenso wie der Glaseinschlüsse. Nur in den Quarzen der oberflächlichen Partieen des sehr jugendlichen Granites von Predazzo sind dieselben bisher nachgewiesen worden.**)

2. Die Entwickelung ihrer Gemengteile erfolgte derartig, dass die Bildung eines jeden derselben kontinuierlich, ohne Unterbrechung und Wiederholung verlief, also derjenigen der anderen Gemengteile vorherging oder folgte. Es gehören mit anderen Worten alle Individuen eines Bestandteiles einer Generation an. Durch diese Art der Ausbildung wird die körnige Struktur der plutonischen Gesteine erzeugt. Ihre Verfestigung beginnt mit der Krystallisation der Erze und accessorischen Gemengteile, darauf folgt die Ausscheidung der eisen- und magnesiahaltigen Silikate,

---

*) Rosenbusch. Massige Gesteine. 2. Aufl. 1886. S. 8 u. f.

**) A. Sigmund. Verhdl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1878. S. 340. u. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879. S. 305.

dann diejenige der Feldspäte und endlich des Quarzes. Die Reihenfolge in der Bildung der Bestandteile ist demnach beim Granit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Turmalin, — Glimmer — Feldspäte — Quarz; beim Syenit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit — Hornblende, Pyroxen, Biotit — Feldspäte, Eläolith — (Quarz); beim Diorit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit — Hornblende, Biotit — Kalknatronfeldspat — (Quarz); beim Gabbro: Eisenerz, Apatit — Diallag und andere Pyroxene, Olivin — Kalknatronfeldspat.

3. Ausgedehnte Kontaktmetamorphosen des umgebenden Nebengesteines durch physikalische, seltener durch chemische, stofflich verändernde Einwirkung. Phyllite und Thonschiefer werden von Granit, Syenit und Diorit auf weitere Erstreckung zu Fruchtschiefern, Hornfels, Andalusit-Glimmerfels, Turmalin- und Chiastolithschiefern, — Kalksteine zu oft von Granat, Vesuvian und anderen Kontaktmineralien erfülltem Marmor umgewandelt.

Innerhalb selbständiger Gänge oder als Apophysen, sowie als randliche Fazies größerer stockförmiger Massen nehmen die plutonischen Gesteine nicht selten echt porphyrische Struktur an. So z. B. im Harze die Apophysen des Brocken- und Ramberggranites (Lossen), im Erzgebirge diejenigen der Granite von Geyer, Buchholz, Eibenstock (Sauer, Schalch), im Odenwald (Chelius), im Hohwald (Rosenbusch) Sehr gewöhnlich ist ferner die Erscheinung, dass bei Apophysen, welche sich von Stöcken aus in das Nebengestein verzweigen, die Größe des Kornes mit der Mächtigkeit derselben abnimmt, was auch in Gängen im Kontakte mit dem Nebengesteine der Fall zu sein pflegt.

§ 7. **Veränderung des Nebengesteines durch Eruptivgesteine (Kontaktmetamorphose).** Bei dem glutflüssigen Zustande, den die Eruptivgesteine besaßen, als sie von dem Erdinneren aus in Spalten der Erdkruste injiziert wurden, ist vorauszusetzen, dass sie auf ihr Nebengestein sowohl, wie auf die von ihnen umschlossenen Fragmente des letzteren eine umgestaltende Einwirkung ausgeübt haben. Dergleichen Veränderungen werden als Kontaktmetamorphosen bezeichnet. Dieselben lassen sich zum Teil aus den hohen Temperaturgraden der glutflüssigen Eruptivmasse herleiten, zum Teil aber kommt den dem eruptiven Magma beigemengten überhitzten Wassern und wässerigen Solutionen ein Hauptanteil an der Metamorphosierung des Nebengesteines zu.

Durch hohe, dem Nebengesteine mitgeteilte Temperatur veranlasste Kontakterscheinungen bestehen in der Frittung, Verkokung, Brennung, Röstung, Verglasung, Umkrystallisierung und säulenförmigen Absonderung des Nebengesteines.

Die Erscheinung der Verglasung, Frittung und Brennung zeigt sich in vorzüglicher Deutlichkeit dort, wo vulkanische Gesteine, z. B. Basalte,

Bruchstücke ihres Nebengesteines losgerissen und umschlossen haben. Dann sind diese nicht selten in kleine Fragmente zerborsten (»zerspratzt«), zu Glas um- oder angeschmolzen, verschlackt, porzellanartig verhärtet, säulig zerklüftet, rotgebrannt oder entfärbt, ja es kann eine vollständige Einschmelzung der Einschlüsse bewirkt werden, an deren Stelle dann mit Neubildungen erfüllte Hohlräume treten.*) Dieselben Einwirkungen hoher Temperaturgrade zeigen sich bei den Bruchstücken von Thonschiefer und Grauwacke, welche durch die Vulkane der Vorder-Eifel und des Roderberges oberhalb Bonn im Verein mit Bomben, Aschen und Lapillis ausgeworfen worden sind, ferner bei denen von Glimmerschiefer, Quarz und Gneiß aus den vulkanischen Schlackenanhäufungen des Kammerbühl bei Eger, welche zum Teil mit einer förmlichen Glaskruste bedeckt sind, während z. B. in den Sericitschieferfragmenten aus dem Basalte von Naurod bei Wiesbaden nur die aus Sericit und Chlorit bestehenden Lagen verglast worden sind. Ganz ähnliche Einwirkungen haben die Basalte auf angrenzende Sandsteine, Mergel und Schieferthone ausgeübt, haben die Sandsteine entfärbt, zu einer emailartigen, glänzenden Masse gefrittet (z. B. an der Blauen Kuppe bei Eschwege), haben das thonig-kalkige Bindemittel gewisser Sandsteine zu Glas geschmolzen, während die Quarzkörner unversehrt geblieben sind (Oberellenbach in Niederhessen; Wildenstein bei Büdingen), haben Thone und Mergel in Porzellanjaspis oder Ziegel (z. B. bei Weida in Bayern; am Niederrhein), sowie Granitfragmente in schlackige Massen umgewandelt, deren Feldspat geschmolzen und den Glimmer gebrannt (z. B. am Puy de Dôme). Dahingegen hat der Basalt des Rossberges in Hessen Fragmente des Sandsteines, sowie Granit- und Gneißgerölle aus dem Rotliegenden vollständig zu reinstem grünem oder braunem Glas umgeschmolzen.**) In ähnlicher Weise haben gewisse Dolerite Islands eine vollständige Schmelzung der angrenzenden Tuffe und Phonolithe zu einer obsidianartigen Masse verursacht. Ein recht instruktives Beispiel einer von Trachyt bewirkten Kontaktmetamorphose liefert der Trachytlavastrom des Monte Tabor auf Ischia, welcher nebst seinem Liegenden, auf das er zur Zeit seiner Eruption metamorphosierend

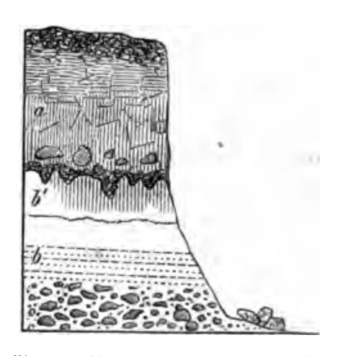


Fig. 85. Kontaktmetamorphose durch einen Trachytstrom. Punta della Scrofa, Ischia. (*H. Crd.*)

* J. Lehmann. Untersuch. über die Einwirk. eines feurigflüssigen basalt. Magmas auf Gesteins- und Mineraleinschlüsse. Bonn 1874. — K. Bleibtreu. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1883. S. 489. — F. Sandberger. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1883. S. 32. —

**) C. Chelius. Erläuter. z. Blatt Rossdorf. Darmstadt 1886. S. 69.

einwirkte, am Nordufer der Insel an der Punta della Scrofa aufgeschlossen und in Fig. 85 wiedergegeben ist. In diesem Profile ist *a* der 10 m mächtige Trachytstrom, nach oben zu schlackig, inmitten massig, nach unten zu große Fragmente und Blöcke eines älteren Trachytes umfassend und ebenfalls schlackig. Seine untere Begrenzungsfläche ist rauh und zackig. *b* = posttertiäre Meeresbildungen, bestehend zu oberst aus grauen, mergeligen Thonen (sogenannter Creta), in den tieferen Niveaus reich an Obsidian und Bimssteinbomben. Im Kontakte mit dem Trachytlavastrom zeigen sich die mergeligen Thone 2 bis 3 m tief vollkommen gebrannt, haben ihre ursprünglich graue Farbe verloren und eine gelbe bis rote Färbung, zugleich aber eine ausgezeichnete, vertikal stengelige Absonderungsform angenommen (*b'*).

Sowohl Basalt, Trachyt und Phonolith, wie Melaphyr, Diabas und Porphyr haben an einer großen Anzahl von Punkten Veranlassung zur Verkokung, d. h. zur Umwandlung von Braunkohle in Steinkohle und Anthracit und von Steinkohle in Anthracit und graphitische Substanz gegeben. Ausgedehnter Bergbau hat derartige Verkokung namentlich schön am Meißner verfolgen lassen.*) Das dortige im Durchschnitte etwa 20 m mächtige Braunkohlenflötz wird direkt von einer Basalt- und Doleritdecke überlagert (siehe Fig. 36, S. 136) und ist im Kontakte mit ihr stark metamorphosiert. Unmittelbar unter dem Basalte liegt eine dünne Schicht von Letten (Schwül), welche alle Erscheinungen vollkommener Brennung zeigt. Die direkt unter ihr lagernde Kohle ist in metallisch glänzenden Anthracit umgewandelt, darunter folgt stengelig abgesonderte Glanzkohle, unter ihr bröckelige, glasglänzende Pechkohle, darunter wachsartig schimmernde Glanzkohle und endlich dichte, dunkele Schwarzkohle, die in erdige, wertlose Braunkohle übergeht. Die Mächtigkeit dieser verschiedenen, durch Metamorphose von seiten des Basaltes und Dolerites hervorgebrachten Kohlenarten, d. h. also die Dicke der Zone des Kontaktmetamorphismus, beträgt 5,3 m. Die jurassische Steinkohle von Fünfkirchen in Ungarn ist durch ein diabasartiges Eruptivgestein auf 5 bis 10 cm Entfernung in kokähnliche Masse verwandelt.**) In Schlesien (z. B. Grube Fixstern bei Altwasser) hat der Quarzporphyr, bei Mähr. Ostrau und in der Rheinpfalz der Melaphyr die Steinkohle in Anthracit umgewandelt.

Eine sehr gewöhnliche Folge der von dem glutflüssigen Eruptivgesteine ausgehenden Erhitzung des Nebengesteines ist seine prismatische Absonderung, wie sie sich in ähnlicher Weise bei den den Schmelzraum umgebenden Gestellsteinen der Hochöfen auszubilden pflegt und im Kon-

---

*) A. Fr. Moesta. Geol. Schilderung d. Geg. zwischen dem Meißner u. d. Hirschberge in Hessen. Marburg 1867. — F. Beyschlag. Bl. Allendorf. Berlin 1886. S. 37.

**) G. v. Rath. N. Jahrb. f. Min. 1880. Bd. 1. S. 274.

takte von Basalt mit Buntsandstein (Wildenstein bei Büdingen), Quadersandstein (bei Zittau), Thon und Braunkohle (am Meißner), von Trachyt mit Steinkohle (Commentry), von Diabas mit Steinkohle (Fünfkirchen), von Phonolith mit Braunkohle (im nördlichen Böhmen), von Quarzporphyr mit Dolomit (Toscana), mit Kohle (Altwasser in Schlesien), von Melaphyr mit Kohle (Sulzbach in der Pfalz) beobachtet worden ist.

Ebenfalls nicht selten ist die von Eruptivgesteinen ausgehende Umwandlung gewöhnlicher dichter Kalksteine in zum Teil schneeweißen, krystallinisch körnigen Marmor, wobei die Schichtung verloren geht und die etwaigen organischen Reste derselben verwischt werden. Dies ist z. B. auf der Insel San Jago am Grünen Vorgebirge durch einen Lavastrom geschehen, wo er mit einem ganz jungen, aus Muschelschalen bestehenden Kalksteine in Berührung gelangte; ganz Ähnliches wiederholt sich auf der Insel Rathlin an der Küste von Antrim in Irland. Hier werden die Schichten der Kreide von zwei parallelen Basaltgängen dergestalt durchsetzt, dass diese durch ein 12 m breites Zwischenmittel von Kreide von einander getrennt werden (Fig. 86). Diese außerdem noch von einem etwa 0,3 m mächtigen

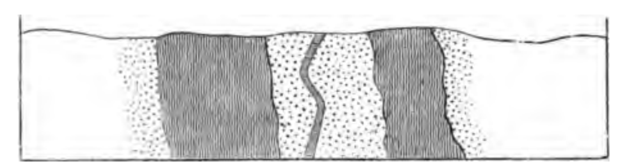


Fig. 86. Kreide im Kontakt mit Basalt in Marmor umgewandelt.

Basaltgange durchschnittene Zone ist vollständig in Marmor umgewandelt. Dasselbe ist mit der außerhalb der Basaltgänge befindlichen Kreide auf eine Entfernung von über 1 m geschehen, von wo aus ein ganz allmählicher Übergang in die gewöhnliche Kreide stattfindet. Die Versteinerungen sind in der umkrystallisierten Kreide spurlos verschwunden. In ganz analoger Weise sind gewisse Kalksteine der Pyrenäen und Skandinaviens durch Granite und Syenite in Marmor umgewandelt worden. So gewährt z. B. die Schlucht Escabar in den Pyrenäen einen Einblick in eine höchst interessante Form der Kontaktmetamorphose.*) Hier sind silurische Kalksteinfragmente von dem empordringenden Granit umhüllt und in ein höheres Niveau mitgenommen worden. Diese zum Teil etwa 0,3 m großen Bruchstücke sind in ihrem Zentrum genau von derselben Beschaffenheit, wie das in tieferen Regionen des Gebirges anstehende Muttergestein, und ebenso wie dieses von dunkelblaugrauer Farbe, nach außen zu aber wird ihr Gefüge immer krystallinischer, ihre Farbe zugleich eine immer hellere, bis schließlich der

*) F. Zirkel. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1867. S. 108.

äußerste Saum des Fragments in einer Dicke von etwa 0,02 m aus einem ganz weißen und grobkrystallinischen Marmor besteht. In ganz analoger Weise sind nach v. Richthofen die Bruchstücke von Triaskalk im Augitporphyr bei Gröden in Südtirol nach außen in grobkrystallinisch-blätterigen Marmor umgewandelt, im Inneren noch dicht. Ähnliches wiederholt sich an verschiedenen Punkten der Insel Skye, wo gewöhnlicher, Ammoniten und Gryphäen führender Kalkstein im Kontakte mit Syenitgranit und syenitischem Quarzporphyr in schneeweißen krystallinischen Marmor übergeht. Die nämliche Erscheinung zeigt sich im Kontakte mit Basalt am Jurakalk von Streitberg, ferner mit Diabasgängen an den silurischen Kalksteinen der Umgegend von Kristiania.

Alle diese Kontaktwirkungen der Eruptivgesteine auf ihr Nebengestein lassen sich aus der trockenen Erhitzung des letzteren herleiten. Dass dies auch von der Umwandlung dichter Kalksteine in Marmor gilt, sobald die Kohlensäure nicht entweichen kann, hat A. Becker durch neuerdings von ihm nach Hall's, Richthofen's u. G. Rose's Vorgang wiederholte Versuche bewiesen.*) In dicht verschlossenen Gefäßen setzte er Pulver von künstlich gefälltem Kalkkarbonat und von Schlemmkreide eine Zeit lang der heftigsten Glühhitze aus, durch welche jenes, jedoch ohne zu schmelzen, in feinkörnigen Marmor umgewandelt wurde.

Anderer Art aber waren die als hydatothermisch bezeichneten Äußerungen der Kontaktmetamorphose, wie sie durch das Eindringen der in dem Eruptivmagma emporgeführten überhitzten Wasser (siehe S. 294) in dem Nebengesteine hervorgebracht wurden. Diese heißen Wasser und Dämpfe drangen in die Poren der benachbarten Gesteine und vermittelten deren Umkrystallisierung, und verwandelten dadurch nicht nur die Struktur, sondern die gesamte mineralische Konstitution derselben. Zu dieser Gruppe von Kontakterscheinungen gehört die mit Umwandlung des Kalksteines in Marmor verknüpfte Ausbildung von sog. Kontaktmineralien innerhalb des letzteren, und zwar namentlich von kalkhaltigen Silikaten, wie Granat, Vesuvian, Wollastonit, Skapolit, Prehnit, Epidot, Hornblende, Grammatit, daneben von Spinell, Titanit, Flussspat und Glimmer. Zu den bekanntesten derartigen Kontaktbildungen gehören diejenigen von Predazzo in Südtirol, wo durch Einwirkung des eruptiven Syenites der triadische Kalk in feinkörnigen Marmor verwandelt und letzterer stellenweise bis zu 3 m Entfernung von Brucit, Vesuvian, Granat, Gehlenit, Spinell, Glimmer, Magneteisen, imprägniert ist. Ähnliche Kontaktmineralien finden sich am benachbarten Monzoni im Kontakte des dortigen Augitsyenites (Monzonites) mit dem in Marmor verwandelten Triaskalke. Dieselben besitzen hier die Neigung zu zonenartiger Anordnung und halten dann im allgemeinen die Reihenfolge

*) A. Becker. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1885. S. 122.

Granat — Augit — Serpentin — Brucit mit Kalkstein (Predazzit) inne.*) Auch der Tonalit des Adamello hat analoge kontaktmetamorphische Einwirkungen auf den benachbarten Muschelkalk ausgeübt.**) Auf Elba, in Calabrien, in den Pyrenäen u. a. O. tritt ebenfalls Granat im Marmor an dessen Kontakt mit Granit auf. In besonders großartigem Maßstabe sind derartige und ähnliche Umwandlungserscheinungen im Kontakte mit den granitischen und syenitischen Eruptivgesteinen des südlichen Norwegens ausgeprägt.***) Am Konerud-Berge, südwestlich von Kristiania, bildet der Granit einen flachen Lagergang im Silur, in welchen von dessen unregelmäßig welliger oberer Grenzfläche aus zahlreiche, zum Teil gegen 100 m lange Apophysen auslaufen. Die silurischen Schichten sind durch den Kontakt mit dem Granit vollkommen metamorphosiert, und zwar die Kalke in Marmor, die kalkigen Thonschiefer hingegen in buntstreifigen Kalksilikathornfels, oder in ein krystallinisch schieferiges Gestein, dessen abwechselnd graue, grüne, braune und weiße Lagen unvollkommen ausgebildeten, schieferigen Massen von Granat, Epidot, sowie gneißartigen Gemengen aus Glimmer, Pyroxen, Quarz und Feldspat entsprechen. Cementnieren, welche in den silurischen Schiefern eingelagert auftraten, sind in braune Granatknollen und in Vesuvian umgewandelt, Graptolithenschiefer in Chiastolithschiefer. Die organischen Reste der metamorphosierten Schichten sind oft noch deutlich neben den neugebildeten Mineralien erhalten.

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse an dem nahen Paradiesbakken, wo im Kontakte mit Granit der gemeine Silurkalk in Marmor mit Epidot, Granat, Flussspat und Tremolith, der Kalkthonschiefer in einen harten grünlichen Schiefer mit Granat, Hornblende, Eisenkies umgewandelt worden ist.

Zu der nämlichen Gruppe von kontaktmetamorphischen Erscheinungen gehört die Umwandlung von Grauwacke und Grauwackenschiefer in Hornfels, wie sie z. B. in der Umgebung des Brockens stattgefunden hat. Vorzüglich schön sind diese Kontakterscheinungen und der allmähliche Über-

---

*) G. vom Rath. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1875. S. 372. — C. Doelter. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1875. Heft 2. S. 238. — J. Lemberg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1872. S. 187, und 1877. S. 457. — v. Mojsisovics. Die Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 367 u. 378. — E. Reyer. Predazzo. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1881. S. 1.

**) R. Lepsius. Das westliche Südtirol. Berlin 1878. S. 67 u. f.

***) G. vom Rath. N. Jahrb. f. Min. 1869. S. 424. — A. Penck. N. Magaz. f. Naturvid. Kristiania 1879. XXV. Bd. S. 62. — Th. Kjerulf. Geologie des südl. u. mittler. Norwegen. Deutsch von Gurlt. Bonn 1880. S. 73, 174. — W. C. Brögger. Die silur. Etagen 2 u. 3 im Kristianiagebiet etc. Kristiania 1883. S. 324—374. — O. Lang. Eruptiv-Gesteine des Kristiania-Silurbeckens. N. Magazin f. Naturvid. Kristiania 1886.

gang des sehr harten, splitterigen Hornfelses in gewöhnliche Grauwacken am Rehberger Graben bei Andreasberg zu beobachten.*) Doch stehen derartige Kontakterscheinungen im Harze nicht isoliert da, vielmehr sind die Granitmassivs des Ramberges und Brockens ganz allgemein von förmlichen Gürteln von in ähnlicher Weise zu Hornfels, Kalksilikathornfels und Fleckschiefern metamorphosierten, paläozoischen Gesteinen umgeben. Außerdem aber haben die dortigen Thonschiefer ebenso wie diejenigen des Vogtlandes im Kontakte mit den zahlreich auftretenden körnigen Diabasen eine Umwandlung in Spilosite und Desmonite (Kontaktschiefer),**) diejenigen des Ruhr-, Saar- und Moselthales eine solche in Fleck- und Knotenschiefer erlitten.***)

In den Kontaktzonen der Schiefer gegen die Granite lässt sich deutlich eine Zunahme der Intensität der Veränderungen wahrnehmen, welche in geradem Verhältnisse zu der Annäherung an den Granit steht. In einem vollständig und normal ausgebildeten Kontakthofe verläuft nach Rosenbusch†) die Umwandlung der Schiefer etwa folgendermaßen. Zuerst stellen sich in den sonst unveränderten Schiefern kleine knotenähnliche, anscheinend konkretionäre Körperchen ein; dieselben nehmen bei fernerer Annäherung an Menge und Dimensionen zu, während gleichzeitig die Schiefermasse eine Zunahme der Krystallinität wahrnehmen lässt, wodurch sich allmählich der ganze Habitus dem der Glimmerschiefer nähert. Zugleich treten die Knoten wieder mehr und mehr zurück und verschwinden endlich ganz, — aus dem Schiefer wird ein durch und durch krystallines Gestein, welchem zuweilen auch die schieferige Struktur vollkommen verloren geht. So lassen sich nach Rosenbusch (l. c.) innerhalb des Kontakthofes der Granitite von Barr-Andlau und des Hohwaldes (Vogesen) folgende drei Zonen unterscheiden (vergl. Fig. 87): 1) die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit unveränderter Schiefergrundmasse oder Knotenthonschiefer; 2) die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit deutlich gröber krystallin entwickelter Schiefergrundmasse oder Knotenglimmerschiefer; 3) die Zone der Hornfelse und zwar der vorwiegenden Andalusithornfelse. Die Breite des so ausgebildeten Kontakthofes schwankt zwischen 80 und 1200 m. Ähnliche Umwandlungsprodukte der Schiefer wiederholen sich in der Nachbarschaft der Granite des Harzes, Cornwalls, der Bretagne, der Pyrenäen und des Erzgebirges.

*) H. Crd. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1865. S. 167.

**) K. A. Lossen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1869. S. 281; sowie 1872. S. 701. — E. Kayser. ebend. 1870. S. 103. — A. Halfar. ebend. 1877. S. 63.

***) A. Schenk. Die Diabase des ob. Ruhrthales etc. Bonn 1884. — v. Werveke. N. Jahrb. f. Min. 1884. II. S. 224.

†) H. Rosenbusch. Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone etc. Strassburg 1877.

Die von den Granitstöcken von Eibenstock, Oberschlema und Aue im Erzgebirge ausgegangene Kontaktmetamorphose der Phyllitformation haben K. Dalmer, M. Schröder und F. Schalch beschrieben.*)

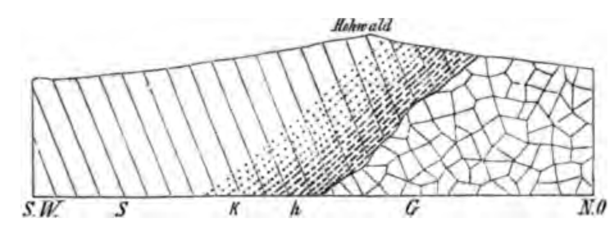


Fig. 67. Profil durch den Kontakt des Granitites und der Steiger Schiefer am Hohwald in den Vogesen. Nach *Rosenbusch*.

S = Steiger Schiefer. — *G* = Granitit. — *K* = Knotenthon- u. Knotenglimmerschiefer. — *h* = Hornfels.

Auch hier erleiden die Phyllite eine proportional mit der Annäherung an die eben genannten Granite an Intensität zunehmende Reihe von Veränderungen, an denen sich von außen nach innen folgende Stadien unterscheiden lassen: 1) Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse; 2) Fruchtschiefer mit krystalliner Schiefermasse (lokal Chiasto-

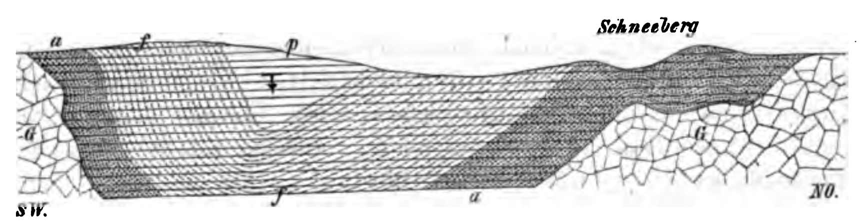


Fig. 68. Profil durch den Kontakt der Granite von Eibenstock und Oberschlema mit Phylliten bei Schneeberg im Erzgebirge. Nach *Dalmer*.

G = Granit. — *p* = unveränderter Phyllit. — *f* = Fruchtschiefer. — *a* = Andalusitglimmerfels.

lithschiefer); 3) schieferige Glimmerfelse; 4) Andalusitglimmerfels. Da sich nun die Granite von Eibenstock und Oberschlema in der Tiefe vereinigen, so wiederholen sich diese Kontaktzonen innerhalb des beiderseits vom Granite begrenzten und zugleich von demselben unterteuften Phyllites nicht nur oberflächlich nach den beiden Ausgehenden des Granites zu, sondern auch in vertikaler Richtung, was durch Beobachtungen in den dortigen Erzbergwerken auf das unzweifelhafteste nachgewiesen werden konnte.

*) Erläut. z. geol. Spezialkarte von Sachsen. Sekt. Lößnitz. S. 44; Sekt. Schneeberg. S. 33; Sekt. Kirchberg. S. 25; Sekt. Schwarzenberg. S. 111; Sekt. Johanngeorgenstadt. S. 93; Sekt. Falkenstein. S. 35.

Ebenso hat nach F. E. Müller der Granit des Hennberges im südöstlichen Thüringen die benachbarten paläozoischen Thonschiefer auf eine Entfernung von etwa 350 m metamorphosiert und zwar in der Richtung nach dem Kontakte in 1) Knotenschiefer, 2) Chiastolithschiefer, 3) Andalusitglimmerfels.*) Auch in den Gneißen und Glimmerschiefern des Erzgebirges und Vogtlandes hat durch Kontaktwirkung von seiten des Granites eine Neubildung von Sillimanit, Andalusit und Turmalin stattgefunden (Schalch, Beck).

Die Umwandlung der Schiefer von seiten des Granites in die aufgezählten Kontaktgesteine beruht nach den vergleichenden analytischen Untersuchungen von Rosenbusch, Dalmer u. A. nur auf der molekularen Umlagerung der ursprünglichen Schiefersubstanz und in der gleichzeitigen Abnahme des Wassergehaltes, — nicht aber auf der Zufuhr neuer Mineralsubstanzen. Anders dürfte es sich mit der Bildung der Turmalinhornfelse und Turmalinschiefer verhalten, welche z. B. im Kontakte mit dem Albany-Granit in Newhampshire, sowie mit dem Turmalingranite von Eibenstock, ferner in der Kontaktzone des Hohwaldgranitites auftreten. Hier scheint eine Zufuhr mindestens von Borsäure und Fluor stattgefunden zu haben.

Ähnliche stoffliche Beeinflussungen haben sich nach Barrois**) an den untersilurischen Sandsteinen von Morbihan in der Bretagne durch den Kontakt mit Granit vollzogen, indem diese sericitischen Sandsteine in nächster Nachbarschaft des letzteren in Feldspat und Sillimanit führende Biotit-Quarzite umgewandelt sind, an welche sich eine äußere Kontaktzone von Biotit führendem Quarzit anschließt. Analoge Erscheinungen beschrieb Michel-Lévy von St. Léon (Allier).

Die Schlüsse, welche man aus der Beobachtung von kontaktmetamorphischen Erscheinungen auf die wesentliche Mitwirkung überhitzten Wassers bei diesen Vorgängen gezogen hat, finden ihre Bestätigung in gewissen Experimenten, welche Daubrée in dieser Richtung angestellt hat.***) So wandelte auf 400° C. erhitztes und längere Zeit auf diesem Temperaturgrade erhaltenes reines Wasser Glas in ein wasserhaltiges Silikat von zeolithartiger Natur um, während sich gleichzeitig Kryställchen von Quarz ausschieden und solche von Augit bildeten.

Auf die Entstehungsweise gewisser Kontaktmineralien, z. B. Magnetit, Gahnit, Franklinit, Pleonast, Magnesiaspinell in metamorphosierten Kalksteinen werfen Beobachtungen von A. Stelzner und H. Schulze an

---

*) F. E. Müller. N. Jahrb. f. Min. 1882. II. S. 205.

**) Ch. Barrois. Annales d. l. Soc. géol. du Nord. 1884. XI. S. 103, XII. S. 1 und 1885. XIII. S. 1.

***) A. Daubrée. Experimental-Geologie. Deutsch von A. Gurlt. Braunschweig 1880. S. 119—138.

Destillationsgefäßen der Zinköfen Licht.*) Diese porösen, aus Thon- und Chamottebröckchen hergestellten Gefäße werden, nachdem sie mit Zinkoxyd und Kohle gefüllt sind, wochenlang einer Temperatur von 1300° C. ausgesetzt. Unter dem Einflusse der sich hierbei entwickelnden und die porösen Thongefäße durchziehenden Zinkdämpfe, sowie vielleicht auch der Wasserdämpfe wandeln sich die Wandungen der ersteren, obgleich ihre Masse während dieses Vorganges starr bleibt, dennoch nahezu vollständig zu einem krystallinen Gemenge von Zinkspinell und Tridymit um. In ähnlicher Weise mag die Bildung der obengenannten Kontaktmineralien im festen Kalkstein vor sich gegangen sein, sobald derselbe erhitzt und von geeigneten Dämpfen und Gasen durchzogen wurde.

B. Die Sedimentärgesteine.

§ 8. **Entstehung und Material der Sedimentärgesteine.** Als Sedimentärgesteine bezeichnet man Mineralaggregate, welche entweder aus einer wässerigen Lösung auskrystallisiert oder aus mechanischen Absätzen des Wassers hervorgegangen sind. Die meisten derselben sind Ablagerungen des Meeres, während Schichten, die durch Quellen und Flüsse, in Sümpfen und Seen gebildet wurden, nur eine untergeordnete Stellung einnehmen, wie sich dies aus dem Vergleiche der durch das Meer und die süßen Gewässer eingenommenen Areale ergiebt. Man rechnet hierher lediglich Bodensätze chemischen oder mechanischen Ursprunges, schließt aber Gangbildungen und Höhleninkrustationen aus.

Das Material aller Sedimentärgesteine stammt von der Zerstörung älterer, bereits vorhandener Gesteinsmassen durch die chemische oder mechanische Thätigkeit des Wassers. Ursprünglich, also in jenen entlegenen Zeiträumen, während deren sich das erste Wasser auf der Erdoberfläche kondensierte, war diese zerstörende Thätigkeit auf die Erstarrungskruste des Planeten beschränkt. Erst nachdem ihr das Wasser Stoffe entzogen, eine Zeit lang in Auflösung oder Suspension erhalten und in einer veränderten Gestalt wieder abgesetzt hatte, nachdem ferner eruptive Massen die Erdkruste durchbrochen und deren Oberfläche erreicht hatten, machte sich chemische Zersetzung und Auflösung, sowie mechanische Wegschwemmung auch auf diese geltend, um neubildend wirken zu können. Die jungen Gesteinsprodukte verfallen demselben Schicksale. Das Material der ursprünglichen Erstarrungskruste befindet sich demnach, wie aus der Schilderung der geologischen Thätigkeit des Wassers im vorigen Abschnitte hervorgeht, im steten Kreislaufe und erscheint unaufhörlich in neuem Gewande und in neuer Form. Vermehrt und vervielfältigt wird dieses älteste Gesteinsmaterial einerseits durch die zahlreichen Eruptivgebilde, wie sie seit der Ent-

*) N. Jahrb. f. Min. 1881. Bd. I. S. 120.

stehung der ersten Erstarrungskruste, freilich in verhältnismäßig geringer räumlicher Ausdehnung, hervorgetreten sind, andererseits durch die Kohlensäure, welche allmählich der Atmosphäre entzogen wurde, und dann als solche oder als Kohlenstoff und Kohlenwasserstoff einen wichtigen Anteil an dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe nahm. Ähnliches gilt vom Wasser, welches sich in gleichem Schritte mit der Abkühlung der Erde auf dieser kondensierte und vermehrte. Auf dieser sich stets wiederholenden Reproduktion des mineralischen Stoffes beruht die verhältnismäßige Einförmigkeit des petrographischen Habitus der sedimentären Schichtenreihe, sowie die Unmöglichkeit, im allgemeinen das Alter eines Sedimentärgesteines an seinem petrographischen Charakter zu erkennen.

Die Prozesse der chemischen und mechanischen Zerstörung, des Transportes und Wiederabsatzes des Gesteinsmateriales durch das Wasser sind in vorhergehenden Abschnitten, namentlich S. 203 und folgende, beschrieben worden. Aus jener Schilderung geht zugleich hervor, dass die Gesteinsbildung entweder in dem einfachen Wiederabsatze gelöster oder mechanisch fortgeführter Substanzen bestehen kann, oder aber, dass sie der Vermittelung von Organismen bedarf. In ersterem Falle erscheint das Gestein als eine bloße Anhäufung von Mineralstoffen und wird minerogen genannt, in letzterem ist es wesentlich oder ausschließlich aus den Überresten organischer Körper zusammengesetzt und wird, je nachdem diese solche von Tieren oder von Pflanzen sind, als zoogen oder phytogen bezeichnet.

§ 9. **Charakteristische Kennzeichen der Sedimentärgesteine.** Im Gegensatze zu den Eruptivgesteinen machen sich die Gesteine sedimentären Ursprunges als solche dadurch kenntlich, dass folgende Kennzeichen ihrer Mehrzahl nach vereint an ihnen vorkommen:

1) Schichtung und Wechsellagerung, also der Aufbau einer größeren Gesteinsmasse aus lauter einzelnen, zum Teil vollkommen verschiedenartigen, durch parallele Flächen begrenzten Lagen, Schichten, Bänken, wodurch sich eine successive Ablagerung und Bildung des Gesteines kundgiebt. Hand in Hand mit ihr geht oft eine den Schichtenflächen parallele schieferige Struktur der Gesteinsmasse. Schichtung vereint mit Schieferung und Wechsellagerung sind untrügliche Eigentümlichkeiten der Sedimentärgesteine. Auf den Schichtungsflächen stellen sich ferner Wellenfurchen, sowie Eindrücke von Regentropfen und Pseudomorphosen von Kochsalz ein.

2) Das zum Teil den Rest des Gesteinsmateriales überwiegende Vorkommen von Rollstücken, deren Entstehungsweise ohne Beihilfe des Wassers nicht gedacht werden kann.

3) Das Auftreten der Reste von Tieren und Pflanzen, welche, von Schlamm umhüllt, entweder als Abdruck erhalten oder in Mineralsubstanz umgewandelt wurden.

§ 10. **Minerogene Sedimentärgesteine mechanischen Ursprunges** (Petrographische Geologie, S. 113 ff.). Sie bestehen gänzlich oder doch vorwaltend aus den Fragmenten, Gemengteilen und Verwitterungsrückständen älterer Gesteine, ohne dass jedoch mehr oder weniger reichliche Einschlüsse von organischen Überresten ausgeschlossen wären. Sie werden demnach von durch das Wasser zerkleinerten, zerriebenen, nach ihrer Größe gesonderten und geschlemmten Bruchstücken älterer Gesteine gebildet, welche der Mehrzahl nach durch ein weit jüngeres Cement verkittet sind.

Die hauptsächlichsten, die übrigen bei weitem überwiegenden Glieder der sedimentären Schichtenreihe, die thonigen und sandigen Gesteine und neben ihnen die Konglomerate und Breccien gehören dieser Abteilung an.

Mit Bezug auf Entstehung, Transport und Absatz des sie bildenden Gesteinsschuttes muss auf den Abschnitt über »mechanische Thätigkeit des Wassers« S. 232 verwiesen werden. Aus der Zertrümmerung der Gesteine durch den Frost und durch Bergstürze gehen Haufwerke von eckigen Gesteinsbruchstücken, durch Fortschwemmung und dadurch bedingte Abrundung der letzteren Rollstücke, durch fortgesetzten Weitertransport und damit Hand in Hand gehende Zerkleinerung kiesartige Körner, endlich noch kleinere Sandkörner hervor, während die feinsten Schlammteilchen in noch größere Entfernung getragen und als Schlammschichten abgesetzt werden. Die Größe der Gesteinsfragmente nimmt demnach mit der Entfernung von ihrem Ursprungsorte ab, ihre Abrundung hingegen in gleichem Schritte zu. Durch die Ablagerung der Rollstücke und Körner entstehen lose Accumulate. Werden die Zwischenräume zwischen ihren einzelnen Geröllen und Körnern durch eingeschwemmtes feines, thoniges oder sandiges Material oder nach ihrer Trockenlegung durch den Absatz eines kalkigen, kieseligen oder eisenschüssigen Cementes aus eindringenden Mineralsolutionen ausgefüllt, so dass die sonst losen Fragmente zu einem mehr oder weniger festen Gesteine verkittet werden, so entstehen aus dem Haufwerke von eckigen Fragmenten Breccien, aus denen von Rollstücken gröbere oder feinere Konglomerate, aus den Ablagerungen von Sand Sandsteine, während die Schlammschichten zu Lehm und Thon verhärten oder durch Überlagerung anderer Gesteinsmassen und den dadurch auf sie ausgeübten Druck zu festem Thon, Schieferthon und Thonschiefer und, falls sie kalkhaltig waren, zu Mergeln und Mergelschiefern zusammengepresst werden und zugleich Schieferung erhalten.

Zu den Sedimenten mechanischen Ursprunges gehören auch gewisse Tuffe, Gesteine zwitterhafter Entstehung, indem ihr Gesteinsmaterial in Form von Aschen, Lapillis, Sanden, Bomben und Trümmerwerk aus Vulkanen oder Spalten der Erdkruste ausgeworfen wurde, also direkt dem glutflüssigen Erdinneren entstammt, während sie ihre Ausbreitung zu ausgedehnten, gleichförmigen Schichten, also ihre Lagerungsform, ihre nicht

seltene Versteinerungsführung, ihre teilweise Zersetzung den Gewässern verdanken, in welche sie niederfielen.

Im ausgedehntesten Maßstabe geht die Ablagerung sedimentären Materiales auf dem Boden der Meere vor sich. Außerhalb des schmalen Gürtels echter Litoralgebilde sind innerhalb der Tiefsee zwei Zonen der Sedimentation zu unterscheiden*): 1) die Ablagerung der Uferzone. Hier herrschen die vom Kontinent stammenden (terrigenen) Produkte vor; es sind sandige Sedimente mit Beimengungen von thonigem, gallertartigem und organischem Material (Kieselskelette, Kalkschalen). Am verbreitetsten ist ein graublauer Sand-Schlamm, der lokal durch reichliche Aufnahme von Glaukonitkörnchen und Eisenoxydul grünliche, durch solche von Limonitkörnern braunrote Farbe annimmt. Die Breite dieser Uferzone variiert zwischen 90 und 450 km. 2) Die Ablagerungen der Hochsee (pelagische Sedimente) bestehen namentlich aus rotem Thon, welcher aus feinstem vulkanischen Staub und dessen Zersetzungsprodukten, ferner aus einer gallertartigen amorphen Substanz zusammengesetzt ist und häufig Körner und größere Konkretionen von Mangansuperoxyd umschließt.**) Für große Strecken wird der rote Thon überlagert von organogenem Schlamm (Globigerinen-, Radiolarien-, Diatomeenschlamm; siehe diese).

§ 11. **Minerogene Sedimentärgesteine chemischen Ursprunges.** Die sicher als solche erkannten Gesteine spielen von der Silurperiode ab bis auf unsere Zeit mit Bezug auf ihre Mächtigkeit eine verhältnismäßig untergeordnetere Rolle in dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe. Chemischen Niederschlägen durch lokale Verdunstung von Solutionen oder durch eingetretene Reaktion verdanken (stets abgesehen von Mineralbildungen in Drusen und Spaltenräumen) Kalktuff, Travertin, Erbsenstein, Rogenstein, sowie manche körnige Kalksteine und Dolomite, ferner Kieselsinter, krystallinischer Quarzsandstein, gewisse als normale Einlagerungen auftretende Spateisensteine und Brauneisensteine, Anhydrit, Gyps und Steinsalz zweifellos ihren Ursprung. Von diesen ist die Bildung von Kalktuff, Travertin und Brauneisenstein bereits auf S. 226, die von Kieselsinter und Erbsenstein S. 169, die Entstehung der Minerallösungen aber, aus denen sich die sämtlichen genannten Gesteinsarten ausgeschieden haben, S. 203 u. f. besprochen worden. Es bleibt deshalb nur noch übrig, den Bildungsprozess etwas eingehender zu betrachten, aus welchem die Lagerstätten von Steinsalz, Gyps, Anhydrit, Kalkstein, Dolomit und krystallinischem Quarzsandstein hervorgegangen sind.

---

*) Murray et Renard. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg. 1884. III. S. 1 u. 25.

**) C. W. von Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. 1878. Bd. II. S. 189.

Die Lagerstätten von Steinsalz sind durch unmittelbaren Absatz aus dem Meereswasser oder aus den Gewässern von Binnenseen hervorgegangen, von deren in Lösung vorhandenen Bestandteilen Chlornatrium der hauptsächlichste war. Der durchschnittliche Salzgehalt des Meeres beträgt 3,6 Prozent, welcher sich wie folgt verteilt: Chlornatrium 78, — Chlormagnesium 9,4, — Chlorkalium 1,7, — Bromnatrium 1, — schwefelsaurer Kalk 4, — schwefelsaure Magnesia 6.

In ruhig stehenden Salzlösungen sinkt die durch Verdunstung des Wassers an ihrer Oberfläche entstehende stärkere Sole zu Boden und sammelt und reichert sich hier an, so dass eine Zunahme des Salzgehaltes von der Oberfläche nach der Tiefe stattfindet. In offenen, an Strömungen reichen Meeren kann eine solche Konzentration nicht vor sich gehen, da einerseits infolge der Strömungen eine stete Mengung der salzreichen und salzarmen Gewässer stattfindet, andererseits die Flüsse das verdunstende Wasser wieder ersetzen. In Binnenmeeren jedoch, besonders in solchen, denen wenig Flusswasser zuströmt, findet derselbe Vorgang wie in einem Glasgefäße statt, wie hier senkt sich auch in ihnen eine gesättigte Steinsalzlösung auf den Boden, aus welcher Steinsalz auskrystallisiert und durch allmähliche Anhäufung ein Salzlager bildet. In regenreichen Zeiten, wenn die Zuflüsse durch suspendierte Thonteilchen getrübt sind, schlagen sich auf der Steinsalzablagerung Schichten von salzhaltigen Thonsedimenten nieder (Salzthon, Haselgebirge). In trockenen Perioden hingegen, wo mehr Wasser verdunstet als zugeführt wird, entstehen ausschließlich Steinsalzablagerungen, im Laufe der Jahre somit Schichtenfolgen von abwechselnden Steinzalz- und Thonschichten. Enthält das Wasser eines Beckens, in welchem ein solcher Verdunstungs- und Ablagerungsprozess vor sich geht, schwefelsauren Kalk, so musste sich dieser, da der Sättigungspunkt des Wassers durch schwefelsauren Kalk früher eintritt, als der durch Chlornatrium, ausscheiden, ehe der Absatz des Kochsalzes beginnt, der erst dann anhob, als das Meereswasser zu einer gesättigteren Kochsalzlösung eingedunstet war. Daraus erklärt sich einerseits, dass die Unterlage der Steinsalzlagerstätten sehr gewöhnlich Gyps oder Anhydrit ist, sowie dass, entsprechend dem Beginne des zeitweise unterbrochenen Verdunstungsprozesses, Gyps und Anhydrit in Zwischenlagen zwischen den einzelnen Salzschichten auftreten (wie in Stassfurt). Absätze von schwefelsaurem Kalke über solchen von Steinsalz rühren deshalb stets von neuen Wasserzuflüssen her. Finden sich Gyps- oder Anhydritlager als alleinige, nicht von Steinsalz begleitete Ablagerungen, so ist entweder die Verdunstung nicht bis zum Sättigungspunkte des Chlornatriums vorgeschritten oder das abgesetzte Steinsalz ist durch zufließende Wasser wieder in den aufgelösten Zustand zurückgeführt worden. Dass sich schwefelsaurer Kalk bald wasserfrei als Anhydrit, bald mit Krystallwasser als Gyps abschied, dürfte auf der Tiefe des betreffenden Beckens, also auf

der Größe des Druckes beruhen, indem ein solcher von 10 Atmosphären hinreicht, den schwefelsauren Kalk aus seiner Lösung als Anhydrit auskrystallisieren zu lassen. Diese Verhältnisse sind auf dem Boden eines 107 m tiefen Sees gegeben.

Enthalten endlich die Wasser des Binnenmeeres, auf dessen Boden die Steinsalzablagerung vor sich geht, außer Kochsalz und schwefelsaurem Kalke noch leichter lösliche Salze wie Chlormagnesium. Chlorkalium, Chlorcalcium, schwefelsaures Kali, schwefelsaures Natron und schwefelsaure Magnesia in Solution, so werden sich diese in den durch Verdunstung an Menge abnehmenden Gewässern konzentrieren und bei steter Ausscheidung des Chlornatriumgehaltes allmählich eine Mutterlauge bilden, aus welcher sie sich erst bei deren vollständiger Verdunstung als feste Masse ausscheiden und zu Boden sinken. Aus dem Eintrocknen eines ursprünglich salzige Bestandteile enthaltenden Binnenmeeres würde nach dem eben Gesagten hervorgehen: zu unterst eine Ablagerung von Gyps, darüber ein Schichtenkomplex von Steinsalz mit dünnen Lagen von Thon, Mergel oder Gyps und endlich zu oberst eine Ablagerung der am leichtesten löslichen schwefelsauren und Haloidsalze. Ein ganz analoger Vorgang ist der Siedeprozess der Salinen. Er beginnt mit einer Anreicherung der Sole durch Abdunstung, wobei sich Gyps als Pfannenstein absetzt; bei fortgesetztem Einkochen fällt reines Kochsalz nieder, während die leichtlöslichen Salze in der Mutterlauge bleiben und beim weiter fortschreitenden Abdampfen sich ebenfalls ausscheiden würden.

Die beschriebenen Vorgänge würden jedoch nur Salzablagerungen von verhältnismäßig sehr geringer Mächtigkeit liefern, da sie sich ausschließlich auf die Ausscheidung des Salzgehaltes des in dem eintrocknenden Becken enthaltenen Meereswassers beschränken. Die Entstehung von Salzablagerungen, wie die von Stassfurt und Sperenberg, deren Mächtigkeit 490 und 1200 m beträgt, wurde nur durch kontinuierliche Zuflüsse von salzhaltigen Gewässern ermöglicht. Dies kann entweder durch Flüsse, wie im Toten Meere, oder dadurch geschehen, dass Meeresbusen von bedeutender Tiefe durch Barren abgeschlossen werden, über welche gerade nur soviel Meereswasser eintreten kann, als an der Oberfläche zu verdunsten im stande ist. Auf diese Weise können Salzlager gebildet werden, deren Mächtigkeit nur von der Tiefe des abgeschlossenen Busens und von der Dauer der die Salzabscheidung bedingenden Verhältnisse abhängt.*)

Ein solcher kontinuierlicher, durch salzhaltige Flüsse genährter Ablagerungsprozess geht im Toten Meere vor sich. Die Gewässer des letzteren befinden sich im Zustande einer infolge lang andauernder Verdunstung

---

*) C. Ochsenius. Die Bildung der Steinsalzlager etc. Halle 1877. — Ferner N. Acta Leopold. Carol. Akad. 1878. Bd. XL. S. 123.

salziger Wasser entstandenen Mutterlauge, deren großer Chlormagnesiumgehalt (65 Prozent des Salzgehaltes, dieser 25 Prozent des Seewassers) darauf hindeutet, dass sich aus ihr bereits viel Chlornatrium ausgeschieden hat. Da dieser See nur Zuflüsse, aber keine Abflüsse hat, so kann das zugeführte Wasser nur durch Verdunstung entweichen und lässt demnach seinen Salzgehalt in ihm zurück. Der Jordan, der Hauptfluss der sich in das Tote Meer ergießenden Gewässer, ist unverhältnismäßig reich an aufgelösten Bestandteilen und zwar vorzugsweise an Chlornatrium und Chlormagnesium, von denen er in 100000 Teilen von dem einen 52, von dem anderen 30 Teile enthält, und mit welchen er die den See bildende Lauge fortwährend anreichert. Aus dieser scheidet sich zuerst Steinsalz aus, während Chlorcalcium und Chlormagnesium zurückbleiben. Nun verliert aber das Wasser seine Fähigkeit Kochsalz zu lösen in demselben Grade, in welchem sein Chlormagnesiumgehalt zunimmt, die Ablagerung von Steinsalz geht deshalb bei der jetzigen Beschaffenheit des Wassers des Toten Meeres ununterbrochen vor sich, da ihm dieses Salz durch den Jordan und seine übrigen Zuflüsse immerfort zugeführt wird, trotzdem sein Kochsalzgehalt nur 8,41 bis 15,95 Prozent beträgt. Wir sehen somit im Toten Meere eine durch fluviatile Zufuhr von Salzwasser und durch Verdunstung des Wassers bedingte kontinuierliche Steinsalzbildung und zugleich die Entstehung einer Mutterlauge vor uns, welche in einer Tiefe von 200 m in 1000 Teilen 253 Teile Salze gelöst enthält und zwar, auf 100 berechnet: Chlornatrium 25,2, — Chlormagnesium 64,75, — Chlorkalium 3,4, — Chlorcalcium 4,3, — Brommagnesium 2, — Kalksulfat 0,3. Aus dem schließlichen Eintrocknen dieser Lauge bei etwaigem Abschluss aller Zuflüsse würde eine wesentlich aus Chlormagnesium, daneben aus Chlornatrium, Chlorcalcium, Chlorkalium und Brommagnesium bestehende Salzablagerung resultieren.

Ganz ähnliches wie im Toten Meere geht in dem Elton- und dem Bogdo-See vor sich, welche zwischen Wolga und Ural in einer weiten Steppe liegen, in der sich ein Salzgebirge, der Tschaptschatschi, erhebt. Aus diesem fließen eine Anzahl von Salzbächen den genannten Seen zu. Da sie keinen Abfluss haben und das aufgenommene Wasser durch Verdunstung entfernt wird, so setzt sich das Kochsalz am Boden und an den Rändern der Seen zu festen Bänken ab. Die Bäche führen den Seen außer Chlornatrium auch Chlorkalium, Chlormagnesium und schwefelsaure Magnesia, sowie zur Frühjahrszeit Schlamm zu. Letzterer bildet dann dünne Lagen zwischen den Kochsalzbänken, während die leicht löslichen Salze das Seewasser bis zur konzentrierten Mutterlauge angereichert haben, welche im Eltonsee enthält: schwefelsaure Magnesia 5,32, — Chlornatrium 3,83, — Chlorkalium 0,23, — Chlormagnesium 19,75, — Wasser 70,87.

Der Große Salzsee von Utah ist der letzte Überrest eines ursprünglich 500 km langen, 200 km breiten Seebeckens, dessen Wasserstand, wie

alte Uferlinien beweisen, bis 1000 Fuß über den jetzigen Seespiegel reichte.*) Durch Verdunstung schrumpfte derselbe bis in seine jetzigen Grenzen zusammen und enthält jetzt bis 22,3 Prozent Salze und zwar namentlich Chlornatrium. An seinen Ufern scheiden sich feste Salzschichten ab.

Als Beispiel kontinuierlicher Salzablagerung in einem Busen, dessen verdunstender und salzabscheidender Inhalt durch Zuflüsse von Meereswasser über oder durch eine Sandbarre immer wieder ersetzt wird, kann der Adschi-Darja-Busen des kaspischen Meeres angeführt werden, dessen Boden von einer sich stets verdickenden Salz- und Gypsschicht bedeckt ist.

Die der geologischen Vergangenheit angehörigen Salzlager müssen auf ganz ähnliche Weise entstanden sein, repräsentieren also einstmalige Binnenseen oder durch Hebungen oder Sandbänke von dem Ozeane abgeschnittene Meeresbuchten, deren fluviatile oder marine Zuflüsse Salze in Lösung enthielten, jedoch nicht beträchtlicher waren als die Verdunstung in dem Wasserbecken. Daraus geht hervor, dass die Bedingungen zur Bildung von Steinsalzlagern gegeben waren, so lange ein Meer die Erde bedeckte und Kontinente existierten. In der That verteilt sich das Vorkommen des Steinsalzes auf die gesamte Formationsreihe, wie in der S. 40 gegebenen Tabelle gezeigt worden ist. Ähnliches gilt von Gyps und Anhydrit. Ein höchst instruktives Beispiel auf die oben beschriebene Weise entstandener Salzlagerstätten ist die von Stassfurt (siehe histor. Geologie; Perm).

Die hier mit Bezug auf ihre Entstehung zu betrachtenden Kalksteine sind körnig, dicht oder oolithisch. Fast sämtlich enthalten sie kohlensaure Magnesia entweder nur in Spuren, oder in reichlicherer Menge, so dass sich eine Gesteinsreihe derselben aufstellen lässt, in welcher der Magnesiagehalt sich allmählich von weniger als 1 Prozent bis zum Maximum von 21,75 Prozent steigert. Zwischen den echten Dolomiten und den magnesiahaltigen Kalksteinen und reinen Kalken lassen sich somit scharfe Grenzen nicht ziehen. Daraus, sowie aus der engen Verknüpfung und der Ähnlichkeit ihrer Vorkommnisse geht denn hervor, dass normale und magnesiahaltige Kalksteine keine wesentlich verschiedene Entstehungsweise gehabt haben können. Durch einfache Ausscheidung des kohlensauren Kalkes und der kohlensauren Magnesia aus den im Meere in Lösung befindlichen Bikarbonaten dieser Erden geht die Bildung der gesteinsaufbauenden Kalkspat- und Dolomitspatkryställchen jetzt nicht vor sich, weil keine der Bedingungen, unter welchen die Abscheidung derselben aus ihren Lösungen erfolgt, dort gegeben ist. Bei Kalk absetzenden Quellen findet eine Verdunstung von Wasser und eine Verflüchtigung der nur halbgebundenen Kohlensäure und dadurch eine Ausscheidung des kohlensauren Kalkes statt. Von dem Wasser

---

*) Gilbert. Contrib. to the hist. of Lake Bonneville. Sec. Ann. Rep. of the U. St. Geolog. Survey. 1882. S. 167.

unserer heutigen Meere jedoch müssten 75 Prozent verdunsten, ehe sich kohlensaurer Kalk abscheiden würde, ein Vorgang, der sich nur bei einem eintrocknenden Binnenmeere denken ließe. Ein ähnlicher Prozess mag sich jedoch in den Ozeanen der ältesten Perioden bethätigt haben. Damals waren die atmosphärischen Niederschläge kohlensäurereicher als jetzt, da sie ihren Weg durch einen Luftkreis machen mussten, in welchem sich die ganze Kohlensäure, die heute den Karbonatgesteinen als solche, in den Pflanzen und Kohlengesteinen, sowie im Graphit als Kohlenstoff, im Bitumen als Kohlenwasserstoff der Erde einverleibt ist, noch in gasförmigem Zustande verteilt befand. Diese an Kohlensäure reichen Regenwasser mögen auf die Kalk- und Magnesiasilikate der Erstarrungskruste in hohem Grade zerlegend eingewirkt und dem Meere stark konzentrierte Solutionen von Kalk- und Magnesiakarbonaten zugeführt haben. Bei dem Mangel an Kalk absondernden Tieren und Pflanzen jener ältesten Zeiten der Erdgeschichte trat endlich wenigstens lokal der Konzentrationsgrad ein, bei welchem sich die Kalk- und Magnesiakarbonate als das Material der dolomitischen Kalksteine abschieden. Die Bildung der letzteren lässt sich ferner auf die Weise denken, dass eine Zersetzung des Chlorcalciums und Chlormagnesiums im Meereswasser durch die von der Zersetzung der Silikatgesteine herrührenden Karbonate, und zwar namentlich durch kohlensaures Natron stattfand. Einigermaßen klare Anschauungen über die Genesis dieser Urkalke fehlen uns noch.*)

Neues Licht scheinen jedoch die jüngsten Forschungen auf dem Grunde unserer Ozeane auf die Bildungsweise der Kalksteine der versteinerungsführenden Formationen zu werfen. Wie auf S. 280 erwähnt, wird der Boden fast aller Ozeane bis zu einer Tiefe von 5300 m von Globigerinen-Schlamm bedeckt, der aus 50—70 Prozent kohlensaurem Kalk, 20—30 Prozent Kieselsäure und 20—30 Prozent Thonerde besteht. In noch größerer Meerestiefe geht dieses wesentlich aus Foraminiferengehäusen zusammengesetzte, also deutlich zoogene Sediment unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure des Meereswassers allmählich in einen aus winzigsten Fragmentchen jener Foraminiferenschalen bestehenden grauen Kalkschlamm über, der bei seiner etwaigen Verfestigung zu Kalkstein nur sehr wenig wohlerhaltene Reste seiner Erzeuger aufweisen und die größte Ähnlichkeit mit marinen Kalksteinen früherer Formationen besitzen würde. Man darf deshalb vielleicht annehmen, dass es in früheren geologischen Perioden ganz ähnliche Kalkschlammmassen waren, aus welchen durch Umbildungsprozesse und Verfestigung zahlreiche Kalksteinkomplexe älterer und jüngerer Formationen hervorgegangen sind. Namentlich mag der Kalkschlamm der Tiefsee nachträglich durch die Einwirkung der durch Ver-

*) S. auch C. Dölter u. R. Hörnes. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XXV. 3.

wesung gelieferten Kohlensäure eine durchgreifende Umbildung erfahren haben, indem die zoogenen Ausscheidungsprodukte in krystallinische Teilchen übergeführt wurden, — ähnlich wie dies z. B. an Korallenriffen zu beobachten ist, wo die von den Wogen zu Pulver zerriebenen Korallensande sich, offenbar durch Wirkung der Kohlensäure, krystallinisch umbilden. Die Umformung von Algen-Kalken in dichten Kalkstein unter gleichzeitigem Verlust ihrer ursprünglichen Knollen- und Zellenstruktur hat Walther*) an den Nulliporen-Kalken Siciliens verfolgt, diesen Vorgang auf die Einwirkung der von der verwesenden Cellulose der Kalkalgen gelieferten Kohlensäure zurückgeführt und hält die gleiche Entstehungsweise, also Umkrystallisierung mächtiger phytogener Kalkbänke mit Hilfe der in ihnen erzeugten (endogenen) Kohlensäure, für andere dichte strukturlose Kalksteine (z. B. des Dachsteinkalkes) für wahrscheinlich. Nach Obigem würde die Ausscheidung des ursprünglichen Materiales der meisten Kalksteine vom Silur bis jetzt auf die Vermittelung von Organismen, die jetzige strukturelle Beschaffenheit dieser Gesteine auf spätere Umbildungsvorgänge zurückzuführen sein.

Was die Rogensteine und Oolithe betrifft, so kann über deren Entstehungsweise durch Ausscheidung aus Lösungen ein Zweifel nicht obwalten, da ihre konzentrisch-schalige und radial-faserige Struktur keine andere Deutung möglich macht, wenn auch der erste Anstoß zum Beginn des lagenweisen Absatzes von einem bereits vorhandenen minerogenen oder zoogenen Körnchen ausgegangen sein mag. In der Bildung des Erbsensteines von Karlsbad sehen wir einen ganz analogen Prozess sich vor unseren Augen bethätigen.

Die krystallinischen Quarzsandsteine besitzen eine ziemlich große Verbreitung in der sedimentären Schichtenreihe der Erdkruste. Es bestehen nicht nur ganze Schichten und Schichtensysteme (in der Braunkohlen-, Quader-, Buntsandstein-, Kohlen- und untersilurischen Formation) aus lauter mehr oder weniger vollständig ausgebildeten Quarzkrystallen, sondern sehr häufig zeigen sich auch krystallinische Quarzindividuen in größerer oder geringerer Anzahl dem echten klastischen Sandsteine vieler Formationen, sowie den Quarziten des vorsilurischen Schichtensystemes beigemengt. Die gesteinsbildenden, scharfkantigen, klaren, zum Teil fast farblosen Quarze können nur durch direkte chemische Ausscheidung aus einer Lösung von Kieselsäure oder durch Reaktion von z. B. schwach kohlensäurehaltigem Wasser auf außerordentlich verdünnte Alkalisilikatsolution hervorgegangen sein.

Auch die Thonschiefer und Schieferthone, sowie die Thone und Mergel scheinen nicht rein klastischen, sondern zum Teil krystallinischen Ursprungs zu sein. Neben den staubartigen Fragmenten älterer zerstörter

*) J. Walther. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885. S. 329.

Gesteine tritt nämlich eine in den paläozoischen Thonschiefern nicht unbedeutende, stellenweise sogar vorwaltende Menge von mikroskopischen Hornblende-, Glimmer-, Rutil- und Quarzindividuen auf. In geringerer Anzahl sind solche krystallinische Gemengteile auch in den Schieferthonen jüngerer Formationen vorhanden. Bei der Entstehung der Mergel hat sich kohlensaurer Kalk krystallinisch in lockeren Schlammabsätzen abgeschieden. Viele Thonschiefer und Schieferthone mögen gleicher Entstehung sein, wie der »rote Thon« der größten Meerestiefen (vergl. S. 281 u. 316).

§ 12. **Zoogene und phytogene Sedimentgesteine.** In dem Abschnitte über den Einfluss des organischen Lebens auf geologische Vorgänge ist S. 278 gezeigt worden, dass die Thätigkeit vieler Tiere und gewisser Pflanzen darauf gerichtet ist, durch Abscheidung von kohlensaurem Kalke, den sie zu ihrem Gerüste oder Gehäuse benutzen, den Kalkbikarbonatgehalt des Meeres in stetem Gleichgewichte zu erhalten. Dieselbe Aufgabe wie heute lag ihnen auch in früheren Perioden ob, wir finden deshalb in allen Formationen, welche überhaupt Reste organischer Wesen führen, teilweise oder fast ganz ausschließlich aus kalkigen Teilen ihrer Körper gebildete Kalksteine. Die wesentlichsten der gesteinsbildenden Organismen und der vorwiegend durch ihre Vermittelung hervorgegangenen Kalksteine sind nun, ganz abgesehen von den versteinerungsreichen Kalken und deren Einschlüssen, folgende:


Fig 89. Gyroporellenkalk aus dem oberschlesischen Muschelkalk. Nach *Gümbel*.

Kalkalgen, — die Nulliporenkalke im Tertiär des Wiener Beckens, Siciliens und Algeriens, sowie in der obersten Kreide von Paris; die Gyroporellenkalke in der Trias der bayerischen und tiroler Alpen, Oberschlesiens, des Vicentinischen, in der Kreide des Libanon (Fig. 89).

Foraminiferen, — die Nummulitenkalke (Fig. 91) und Miliolidenkalke des Tertiär, die weißen Foraminiferenmergel im Pliocän von Calabrien und Sicilien, die Schreibkreide (Fig. 90), der Kreidetuff und viele Glaukonitsande der kretaceïschen Formation, der Fusulinenkalk der russischen und nordamerikanischen Kohlenformation.

Spongien, — die Spongitenkalke des weißen Jura von Franken und Schwaben, der Schweiz und Ostfrankreichs.

Polypen, — der Korallenkalk des Obersilurs von Gotland, des weißen Jura in Hannover, Schwaben, Schweiz und England, der Kreide Jütlands und Seelands, sowie Südfrankreichs, des Devons von Belgien.

Echinodermen, — die Encriniten- (Trochiten-) Kalke der Trias, die Crinoidenkalke der nordamerikanischen Kohlenformation.

Mollusken, — die Terebratelbänke, Gervillienbänke des Muschelkalkes, Gryphäenkalke des Lias, Cyrenenkalke des Wealden,

Hippuritenkalke der Kreide, Cerithienkalke und Litorinellenkalke des Tertiär.

Würmer, — der Serpulit des Deisters, Bryozoënschichten des Ofener Mergels und der oberen Kreide von Mastricht und New-Jersey.



Fig. 90. Geschlemmte Schreibkreide von Meudon mit Foraminiferen (Textularia, Globigerina, Rotalia). 300malige Vergrößerung. Nach *Zittel*.



Fig. 91. Nummuliten-Kalkstein aus dem unteren Tertiär.

Auch gewisse **Wirbeltiere** haben durch Anhäufung ihrer Skeletteile und ihrer Exkremente (Koprolithen) zur Bildung von Gesteinsschichten fast ausschließlich beigetragen. So besteht das Bonebed der obersten Trias aus Knochen- und Zahnfragmenten von Labyrinthodonten und Ganoidfischen, — die Knochenbreccie auf dem Boden mancher Höhlen aus Skeletteilen von Bären und Hyänen, diejenige in Spalten der italienischen und griechischen Kalkgebirge aus Rhinoceros-, Hippopotamus- und Hirschresten, — der Guano aus Exkrementen von Vögeln.

Der vegetabilische Ursprung der Braunkohle, Steinkohle, des Anthracites und Graphites, der Naphtha und des Petroleums, des Bitumens, vieler Brandschiefer, des Asphaltes ist S. 282 u. f. besprochen worden. Neben diesen und den oben genannten Hauptrepräsentanten der phytogenen Gesteine treten einige andere mit Hilfe pflanzlicher Lebensthätigkeit vor sich gegangene Gesteinsbildungen, nämlich die aus Diatomeenpanzern bestehenden Kieselguhr, Polierschiefer, Tripel (S. 274) stark in den Hintergrund.

§ 13. **Die Ansichten über die Entstehung der archäischen krystallinischen Schieferformationen.** Wir haben bisher eine Reihe von Gesteinen betrachtet, deren Ursprung und jetzige Erscheinungsweise wir großenteils mit anscheinender Sicherheit erklären konnten. Außer diesen aber existieren an der Basis unserer Formationen mächtige Schichtenreihen von Gneißen, Glimmerschiefern, Phylliten, Hornblendeschiefern, Chloritschiefern, Talkschiefern und Granuliten mit zwischengelagerten Granit-

gneißen, Marmor, Graphit und Erzmassen, über deren Entstehungs- und Bildungsweise die Ansichten der Geologen noch unklar und unbestimmt sind und zum Teil weit auseinander gehen.*) Die ursprünglich sedimentäre Entstehungsweise aller dieser archäischen Gneiß- und krystallinischen Schieferkomplexe kann nicht bezweifelt werden: in ihrer Parallelabsonderung, in ihrer Bankung und in der Parallelität, welche das ganze Gesteinsgefüge beherrscht, tritt uns eine ebenso echte Schichtung entgegen, wie die der versteinerungsführenden Thonschiefer, Kalke, Schieferthone und Sandsteine; in Übereinstimmung mit der Schichtenabsonderung wiederholen sich oft bis ins kleinste zahllose Wechsellagerungen der verschiedenartigsten Gesteine; zwischen Gneißen und Glimmerschiefern treten regelmäßige Lager von sandsteinähnlichem Quarzit und von Konglomeraten auf; in größter Regelmäßigkeit wechsellagern Gneiße und Granulite der mannigfachsten Varietäten mit Chlorit-, Talk-, Glimmer-, Quarzit- und Hornblendeschiefern; dazwischen treten Einlagerungen von Granitgneiß, Flötze von krystallinischem Kalkstein, Magneteisenerz und Graphit, sowie Komplexe von Graphitschiefern auf, endlich gehen die Gneiße in Glimmerschiefer, diese in Phyllite und diese wiederum nach ihrem Hangenden zu in versteinerungsführende Silurschichten über, — alles Erscheinungen, welche für eine sedimentäre Entstehung der betreffenden Gneiße und krystallinischen Schiefergesteine sprechen. Ihr heutiger Gesteinscharakter ist jedoch nach Ansicht vieler Geologen nicht der ursprüngliche, vielmehr verfiel das anfänglich klastische Material im Laufe der Zeit einer Umwandlung, einer Metamorphose, aus welcher die krystallinische Struktur und der petrographische Habitus, wie ihn die Gneiß- und krystallinische Schieferreihe heute zeigt, resultierte.

Diesen Umwandlungsprozess hat man als **allgemeinen Metamorphismus** oder als **Regionalmetamorphismus** bezeichnet. Über die Natur und die Ursachen desselben gehen jedoch die Anschauungen weit auseinander. Von den Einen wird er als das Resultat der vom glutflüssigen Erdinneren heraufwirkenden hohen Temperatur, von Anderen als das Resultat intensiver Druckkräfte, von noch Anderen als das Resultat hydrochemischer Prozesse, d. h. chemischer, durch in die Tiefe eindringende Sickerwasser eingeleiteter Vorgänge, mit anderen Worten einerseits als eine Reaktion des Vulkanismus, andererseits als eine solche der Atmosphärilien betrachtet.

Plutonischer Regionalmetamorphismus. Nach der von Hutton ausgegangenen, später namentlich von Lyell und v. Cotta vertretenen Ansicht ist der Metamorphismus des ursprünglichen Sedimentärmateriales die

*) J. Roth. Über die Lehre vom Metamorphismus und die Entstehung der krystallinischen Schiefer. Berlin 1871. — C. W. Gümbel. Ostbayer. Grenzgeb. Gotha 1868. S. 166 bis 183.

Folge einer langsam wirkenden Erhitzung durch die innere Erdwärme, wodurch unter zugleich stattfindendem Drucke der überlagernden Schichtenkomplexe eine Schmelzung der untersten und eine innere Umkrystallisierung, Stoffwanderung und Strukturveränderung der ein höheres Niveau einnehmenden Gesteinsmassen bedingt war. Bei diesem Prozesse wird einerseits den Wassern, welche anfänglich die Poren der Sedimentgesteine anfüllten, die Wärmeleitungsfähigkeit derselben vergrößerten und somit als Vehikel für die Wärme, zugleich aber in ihrem überhitzten Zustande als Auflösungs- und Zersetzungsmittel dienten, andererseits den Gasen und Dämpfen, welche dem glutflüssigen Erdkerne entweichen und das Gestein durchdringen, als umgestaltenden Ursachen eine große Rolle zugeteilt. Die Vorgänge bei dem plutonischen Regionalmetamorphismus würden also ähnliche sein, wie diejenigen der Kontaktmetamorphosen von seiten der Eruptivgesteine (S. 308), nur dass sie von einem allgemein wirkenden Wärmequell, dem glutigen Erdinneren ausgehen würden. Da nun der metamorphosierende Einfluss des letzteren von innen nach der Peripherie hin an Intensität abnimmt, so sind die am tiefsten liegenden Schichten am meisten durch dieselbe beeinflusst und umgestaltet worden. Deshalb liegt der Gneiß zu unterst, darüber folgt der Glimmerschiefer, Chlorit-, Talk- und Hornblendeschiefer und endlich der dem Schieferthon noch am ähnlichste Phyllit. Erfolgte aber, statt einer nur teilweisen Erweichung oder Umkrystallisierung, eine vollständige Schmelzung des ursprünglich sedimentären Gesteinsmateriales, so konnte dieses in plastischem Zustande, ähnlich wie unsere vulkanischen Laven, auf Spalten empordringen und zu Granit und Syenit erstarren. Diese Eruptivgesteine hätten demnach ihren Herd in den oberen, einst Meeresgrund gewesenen Niveaus der Erdkruste.

Diese Theorie setzt voraus, dass bedeutende, vom Erdinneren ausgehende Temperaturen allmählich in ein höheres Niveau, nämlich in das durch die Sedimentablagerungen der ältesten Ozeane eingenommene, hinaufgerückt seien, und erklärt dies dadurch, dass infolge einer Erhöhung der Erdoberfläche durch Ablagerung mächtiger Schichtensysteme die konstanten Temperaturen der Erdkruste (chthonisothermen Flächen) nach oben gestiegen seien. Auf diese Weise werden die Temperaturen der ursprünglich oberflächlichen Gebilde durch Ausfüllung eines etwa 3300 m tiefen Meeresbeckens, also durch Ablagerung eines ebenso mächtigen Schichtenkomplexes um 100° C. (siehe S. 10) gesteigert.

Tektonischer Regionalmetamorphismus. Mehrorts, aber doch immer in räumlich engbegrenzten Gebieten, hat sich konstatieren lassen, dass klastische, normal ausgebildete Schichten, dort wo sie besonders intensiven Druckwirkungen, also komplizierten Lagerungsstörungen durch den Prozess der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, zugleich einen krystallinen Habitus angenommen haben (S. 188). Derartige Beobachtungen gaben Veranlassung,

die Erscheinungsweise der gesamten krystallinen Schiefer überhaupt ähnlichen Vorgängen zuzuschreiben und die Erwerbung ihres krystallinischen Charakters auf energische Stauchung, Faltung und Pressung, welche die ursprünglich klastischen Schichten erlitten hätten, sowie auf damit verbundene Gleitungen und durch den Druck erzeugte Wärmewirkungen zurückzuführen. Ja, man ist so weit gegangen, ganze Gebiete archäischer Gneiße und Granulite nebst den ihnen untergeordneten abwechslungsreichen Einlagerungen als durch Druck zu Schiefergesteinen metamorphosierte Eruptivgesteine hinzustellen. Alle diese Hypothesen über so weitgehenden und sich gleichmäßig über gewaltige Areale geltend machenden mechanischen Metamorphismus durch gebirgsbildenden Druck entbehren jedoch der überzeugenden Begründung und stehen z. T. mit dem faktischen Befunde in Widerspruch. Wider sie zeugt schon allein die Thatsache, dass manche hochkrystalline archäische Gebiete eine höchst einfache, wenig gestörte Tektonik aufweisen, während benachbarte Silur- und Devonareale trotz gewaltsamster Faltung, Knickung, Überschiebung, Verquetschung und Transversalschieferung ihren ursprünglichen Habitus als Thonschiefer, Grauwacke, Sandstein und gemeiner Kalkstein fast unverändert beibehalten haben.

Hydrochemischer Regionalmetamorphismus. Im Gegensatze zu diesen Ansichten über den Ausgangspunkt und die Vorgänge des Metamorphismus ganzer Schichtensysteme abstrahiert die hydrochemische Theorie des allgemeinen Metamorphismus, wie sie vorzüglich von Bischof gelehrt wurde, von einer plutonischen Hitze- oder Druckeinwirkung, erkennt in langandauernder Durchwässerung die Ursache dieses großartigen Gesteinsumwandlungsprozesses und schreibt dieser die stattgehabte substanzielle Veränderung und Umkrystallisierung der metamorphischen Schichten zu. Danach ist dieser Vorgang die sich in der Erdtiefe bethätigende Fortsetzung der in den oberflächlichen Niveaus der Erdkruste als Zersetzung und Auflösung sich geltend machenden chemischen Thätigkeit des Wassers (siehe S. 203 u. f.). Letzteres, Kohlensäure und Sauerstoff enthaltend, dringt nach seinem Niederschlage aus der Atmosphäre durch die Gesteine nahe der Erdoberfläche, wo ihm durch stattfindende Oxydationsprozesse der Sauerstoff, durch Zersetzung gewisser Silikate die Kohlensäure entzogen wird, bis beide Gase, nachdem das Wasser einen längeren Weg in die Tiefe zurückgelegt, allmählich ganz aufgezehrt sind, und jene Zersetzungen aufhören müssen. Dahingegen haben sich die Gewässer mit löslichen Mineralsubstanzen beladen, welche, in tiefer liegenden Schichten angelangt, Veranlassung zu Gesteinsveränderungen geben. Auf diese Weise in Lösung zugeführte Alkali- und Kalksilikate verbinden sich mit bereits vorhandenen Thonerde- und Magnesiasilikaten zu zusammengesetzten Silikaten (z. B. Feldspat, Glimmer), welche sich, da dieser Prozess außerordentlich langsam vor sich geht, krystallinisch ausscheiden. Enthalten einfache Silikate, welche

sich mit einander verbinden, Kieselsäure in größerer Menge, als die aus denselben entstehenden Doppelsilikate, so erfolgt bei diesem Vorgange eine Ausscheidung des Quarzes. Die hydrochemische Gesteinsmetamorphose besteht demnach in der Zuführung von Minerallösungen aus oberflächlichen Niveaus in tiefere, ferner in dem Vollzug gegenseitiger Verbindungen und Zersetzungen zwischen jenen Solutionen und dem durchwässerten Gesteinsmateriale und endlich in der daraus hervorgehenden, langsamen und deshalb krystallinischen Neubildung von Mineralien, also in Summa der vollständigen Umgestaltung der chemischen Zusammensetzung, der petrographischen Konstitution und der Strukturverhältnisse des ursprünglichen Gesteines. Dieser Prozess erfordert, wenn auch unterstützt durch den Druck überlagernder Schichten und die Temperaturzunahme der Erdtiefe, enorme Zeiträume. Die folgerichtige Konsequenz dieser Theorie ist, dass z. B. aus ein und demselben Kalksteine, je nach der Natur der in ihm zirkulierenden Mineralsolutionen und der dadurch eingeleiteten chemischen Prozesse, sich an der einen Stelle ein Pyroxen- oder Amphibolgestein, an der anderen ein Granat- oder Epidotgestein, an einer dritten ein Quarz- oder Feldspatgestein entwickeln kann.

Ein Haupteinwurf gegen die Theorie vom hydrochemischen Metamorphismus beruht darauf, dass sie enorme und zwar längere Zeiträume, als z. B. vom Silur bis jetzt verflossen sind, für die Umwandlung der Gesteine infolge allgemeiner Durchwässerung voraussetzt, denn alle Formationen vom Silur bis jetzt befinden sich, wo sie normal ausgebildet sind, noch nicht im Zustande des Metamorphosiertseins. Nun enthalten aber alle paläozoischen Formationen, so namentlich auch das direkt auf die krystallinische Schieferformation folgende kambrische und silurische Schichtensystem, Rollstücke sowohl von Gneißen als auch von krystallinischen Schiefern, welche genau denselben Habitus besitzen, wie ihr Muttergestein. Der beanspruchte langwierige hydrochemische Metamorphosierungsprozess der vorsilurischen Formationen war also beim Eintritt der Erde in die silurische Periode bereits vollendet, konnte deshalb keine langen Zeiträume in Anspruch genommen haben. Wäre aber dieses letztere der Fall, so müssten alle unsere paläozoischen Formationen schon längst in krystallinische Schiefer und Gneiße umgewandelt sein.

Ursprünglich krystallinische Entstehungsweise und Diagenese. *) Außer diesem eben angeführten Grunde haben einige Geologen noch eine Anzahl anderer Einwürfe geltend gemacht, welche sie veranlassen, sich

*) C. W. Gümbel. Ostbayer. Grenzgebirge. 1868. S. 833. Siehe auch S. 166.
H. Crd. Gliederung der vorsilur. Format. Nordamerikas. Zeitsch. f. d. ges. Nat. 1868. Nr. 11 u. 12. S. 353. Ferner Neues Jahrb. f. Min. 1870. S. 981.
Fr. Pfaff. Allg. Geologie als exakte Wiss. 1873. S. 145.

dagegen zu erklären, dass überhaupt eine derartige allgemeine Metamorphosierung der ältesten Sedimentärgesteine stattgefunden habe, dass vielmehr ihr heutiger Gesteinscharakter ein ursprünglicher sei, — ursprünglich in eben dem Sinne, wie dies Wort von Schieferthonen, Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen gebraucht wird. Von diesen Einwürfen mögen neben dem oben berührten noch folgende Platz finden: 2) Überall, wo die archäische Formationsgruppe bekannt ist, sei es in Indien oder Skandinavien, in Canada oder in Bayern, gliedert sie sich in derselben Weise, besitzt sie gleichen petrographischen Aufbau, führen ihre einzelnen Schichten dieselben accessorischen Gemengteile, wiederholen sich in ihr die nämlichen Wechsellagerungen der verschiedenartigsten Gesteine. Diese vollkommene Übereinstimmung des petrographischen Charakters seiner über 30000 m mächtigen Schichtenreihe kann nicht das Produkt eines dem Wechsel und den Zufälligkeiten ausgesetzten Quetschungs- oder Durchwässerungsprozesses sein. 3) Die sowohl in dünnen Lamellen, wie in mächtigen Schichtenkomplexen wechselnde Gesteinsbeschaffenheit der Glieder der Gneiß- und Schieferformation steht immer in voller Übereinstimmung mit der Schichtenabsonderung, beides sind von einander abhängige Verhältnisse. Es hat sich mithin das Material successive geändert mit der Änderung der Bedingungen, welche der schichtenmäßigen Ablagerung zu Grunde liegen. Aus einer tektonischen oder hydrochemischen Metamorphose hingegen würden wolkig ineinander verschwimmende, nicht aber oft in geringen, oft nur Centimeter weiten, von Schichtflächen scharf begrenzten Abständen ihren Habitus vollständig ändernde Gesteine hervorgegangen sein. 4) Die den Schichtungsflächen parallele Anordnung der Glimmerblättchen und der Hornblendesäulen im Glimmer- und Hornblendeschiefer, das sich Anschmiegen der Glimmerlamellen an accessorische Krystalle, z. B. Granat, lässt sich wohl durch eine ursprüngliche Entstehung dieser Gemengteile, nicht durch eine spätere Herausbildung aus festem Gesteinsmateriale erklären. 5) Hat man mit Recht für die bereits vor Erstarrung der Zwischenmasse erfolgte Individualisierung der Feldspatkrystalle des Porphyres und Trachytes das Vorkommen von zerbrochenen und von Grundmasse getrennten Orthoklas- und Sanidinkrystallen geltend gemacht, so kann dieselbe Schlussfolgerung mit Bezug auf die accessorisch in der Gneiß- und Schieferformation auftretenden Krystallindividuen von Hornblende, Turmalin, Granat, Spinell, Staurolith, Apatit u. s. w. in Anspruch genommen werden, denn auch hier finden sich zerbrochene Turmalin-, Zirkon- und Granatkrystalle, deren Fragmente gegenseitig verschoben und von Gesteinsmasse getrennt sind.

So liegt denn auch in den größten Gebieten der vorsilurischen krystallinischen Schichtenreihen innerhalb Deutschlands, nämlich im Erzgebirge und im ostbayerischen Grenzgebirge, keine einzige Beobachtung vor, welche einer Entstehung der Urthonschiefer, Glimmerschiefer und Gneiße durch

metamorphische Prozesse plutonischer, tektonischer oder hydrochemischer Art das Wort redet. Vielmehr weisen die konstanten Übergänge der verschiedenen Gesteinsgruppen des Urgebirges längs ihrer ganzen gegenseitigen Begrenzungsflächen, ferner die Gleichartigkeit oder Ähnlichkeit der accessorischen Gemengteile, der Nuancen im Gefüge und in der Mischung der wesentlichen Bestandteile, wie sie in den entsprechenden Schichten in gleicher Weise wiederkehren, darauf hin, dass die Glieder der archäischen Formationsgruppe das Produkt allmählicher direkter Ausscheidung sind. Es sei jedoch dahingestellt, ob die Niederschläge aus den archäischen Meeren krystallinischer oder aber homogen-gallertartiger Natur waren und ob die letztgenannten, noch schlammig-weichen Sedimente erst unter dem Einflusse des Meereswassers, in welchem sie sich bis dahin in Lösung befanden, einen krystallinischen Habitus angenommen haben, wenn nur festgehalten wird, dass letzterer Vorgang (Gümbel's Diagenese) vor der Festwerdung jener Sedimente, also vor der Gesteinswerdung stattgefunden hat.

In der regelmäßigen Aufeinanderfolge von den Gneißen zum Glimmerschiefer, von diesem zum Phyllit und endlich von letzterem zu den versteinerungsreichen paläozoischen Schiefern hätte man nach der Theorie von der Ursprünglichkeit der archäischen Schichtenreihe nur ein mit der Zeit sich materiell änderndes Ausscheidungsvermögen und eine Verschiedenheit der die Ausbildung der ausgeschiedenen Masse bedingenden äußeren Verhältnisse zu erblicken, ein Nachlassen der rein chemischen und eine Zunahme der mechanischen oder der unter Vermittelung der Organismen vor sich gehenden Materialbildung, mit welcher eine Verringerung der Neigung zur Ausscheidung von krystallinischen Gemengteilen gleichen Schritt hält.

Fünfter Abschnitt.

Architektonische Geologie.

Es ist die Aufgabe der architektonischen Geologie, zu erforschen, auf welche Weise die Gesteine, deren Zusammensetzung und Entstehung in früheren Abschnitten besprochen wurde, zum Aufbau der festen Erdkruste benutzt worden sind, welche Form die einzelnen Bausteine besitzen, und wie sie miteinander zu einem großen Ganzen verknüpft sind, — kurz, sie soll den Bauplan, die Architektur der Erde ergründen.

Die Erdkruste ist aus Gebirgsgliedern aufgebaut. Unter einem Gebirgsgliede versteht man eine größere, durch ihr Material, ihre Form und Lagerung individualisierte, d. h. als selbständiges Ganzes charakterisierte Gesteinsmasse. Material, Form und Lagerung eines Gesteines sind aber das Gesamtresultat der Entstehungsweise desselben und je nach ihrem sedimentären oder eruptiven Ursprunge so durchaus verschieden, dass die Gebirgsglieder nach dieser ihrer Entstehung und den davon abhängigen Verhältnissen in geschichtete und massige gesondert werden müssen. Zu ihnen gesellen sich, räumlich freilich eine sehr untergeordnete, nationalökonomisch aber außerordentlich wichtige Rolle spielend, die plattenförmigen Mineralmassen, die Mineralgänge.

a) Die geschichteten Gebirgsglieder.

§ 1. **Die Schicht.** Die geschichteten Gebirgsglieder bestehen aus einer regelmäßigen Reihenfolge von aufeinander lagernden Schichten, unterscheiden sich also von den massigen durch den Besitz einer Schichtung. Eine Schicht ist eine durch zwei annähernd parallele Flächen begrenzte plattenförmige Gesteinsmasse in der Regel von sedimentärem Ursprunge. Ihre Begrenzungsflächen heißen Schichtungs- oder Schichtflächen. Der für echte geschichtete Gesteine bezeichnende Parallelismus ist nicht allein in der gegenseitigen Lage der Schichtungsflächen, sondern sehr gewöhnlich auch in der Parallelstruktur der Schichtenmasse selbst, so in Schieferung, in heller oder dunkeler Streifung, in versteinerungsreichen

Zonen, in grob- oder feinkörnigen Streifen und in Lagen von Rollstücken ausgesprochen. Eine verhältnismäßig seltene Ausnahme von dieser Regel bildet die Diagonalschichtung, welche auf Sandsteine beschränkt ist. Sie besteht darin, dass sich innerhalb einer von parallelen Schichtungsflächen begrenzten Sandsteinbank eine Querschichtung und Streifung zeigt, welche die Bank schräg durchsetzt (siehe Fig. 92). In anderen Sandsteinen von der Kohlenformation herab bis zu denen der jüngsten Perioden ist nicht selten eine ungleichförmige Parallelstruktur in der Weise ausgebildet, dass sie innerhalb kurzer Distanzen plötzlich absetzt und ohne

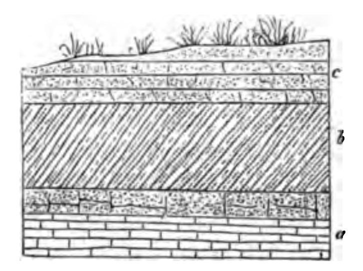


Fig. 92. Diagonalschichtung (diskordante Parallelstruktur) im Sandsteine (*b*) von Suhler Neudorf im Thüringer Walde. (*H. Crd.*)

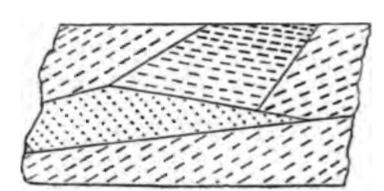


Fig. 93. Ungleichförmige (diskordante) Parallelstruktur.

allen Übergang eine ganz andere Richtung annimmt (Fig. 93). In ein und derselben Gesteinsschicht können dann viele kleine Systeme von Parallelstruktur unterschieden werden, welche regellos durcheinander liegen und gewöhnlich auch kleine Verschiedenheiten des Kornes, der Färbung und Zusammensetzung erkennen lassen.

Das Schichtenmaterial ist in den meisten Fällen das Produkt eines Aktes des mechanischen oder chemischen Niederschlagsprozesses aus Wasser oder wässeriger Lösung, während die Schichtungskluft einer Unterbrechung, einer Pause in diesem Vorgange oder einer Änderung der Bildungsverhältnisse entspricht. Damit steht im Zusammenhange, dass Kalkstein- oder Sandsteinschichten sehr häufig durch eine dünne Lage von Thon oder Letten getrennt werden und dass auf den Schichtenoberflächen die Reste der einstigen Meeresbewohner in der Lage, in der sie auf den Meeresboden gesunken sind, hervortreten. Die Dicke einer Schicht, also der rechtwinkelige Abstand ihrer beiden Schichtungsflächen, wird als ihre Mächtigkeit bezeichnet; sie schwankt zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern und bleibt sich selbst bei einer und derselben Schicht nicht immer vollkommen gleich, namentlich nimmt dieselbe nach ihren Rändern zu ziemlich gleichmäßig ab. In diesem Falle nähern sich die Schichtungsflächen mehr und mehr, bis sie sich endlich schneiden. Diese Erscheinung — das sich Auskeilen einer Schicht — macht sich in der Regel nur bei Ver-

gleichungen der Mächtigkeit einer Schicht an mehreren von einander entfernten Punkten bemerklich. Tritt sie in der Weise auf, dass eine Gesteinsmasse von nur geringen Dimensionen allseitig von ihr betroffen wird, so erhält diese letztere eine linsenförmige Gestalt und heißt dann **lentikuläre Einlagerung** (siehe Fig. 94). Sind die Konturen solcher Einlagerungen sehr unregelmäßig oder unbestimmt, und besitzen diese gleichzeitig bedeutende Dimensionen, so nennt man sie **stockförmige Einlagerungen**

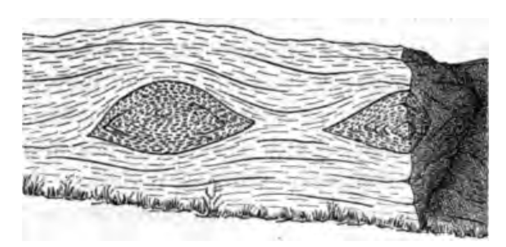


Fig. 94. Linsen, oder lentikuläre Einlagerungen (Amphibolit im Gneiß nach *Sauer*).

oder **Stöcke** (z. B. von Gyps, Salz). Besonders mächtige Schichten werden als **Bänke**, Schichten von technisch nutzbarem Gesteinsmateriale als **Flötze** (z. B. Steinkohlenflötz, Kupferschieferflötz), wenn ihre Mächtigkeit keine sehr gleichbleibende ist, als **Lager** (z. B. Eisensteinlager) bezeichnet, obwohl diese Unterschiede nicht streng gehandhabt werden. Die Stelle, wo eine Schicht die Erdoberfläche schneidet, wo also ein rechtwinkeliger oder schräger Querschnitt der Schicht entsteht, heißt, falls dieselbe eine geneigte oder horizontale Lage besitzt, ihr **Ausgehendes**, falls sie sehr steil aufgerichtet ist, oder vertikal steht, der **Schichtenkopf**.

Die Ober- und Unterseite einer Schicht wird durch die **Schichtungsflächen** gebildet, deren obere, die Grenze nach der nächst jüngeren Schicht bildende die **Dachfläche**, deren untere die **Sohlfläche** genannt wird. Die Schichtungsflächen sind gewöhnlich eben und glatt, bieten aber zuweilen Erscheinungen dar, welche in innigstem Zusammenhange mit der Bildung der Schichten stehen. Hierher gehören: Wellenfurchen, Regentropfenspuren, netzförmige Leisten, Pseudomorphosen von Steinsalz, Tierfährten und mancherlei andere Spuren organischen Lebens. An flachen, sandigen oder schlammigen Meeresküsten bilden sich durch das Spiel der Ebbe und Flut, durch den Wellenschlag der See, langgestreckte, wellenförmige, flache Erhöhungen und Vertiefungen. Erhärtet eine solche Sand- oder Schlammschicht und wird von neuem von Sedimenten bedeckt, so werden diese Wellenfurchen auf der Dachfläche der Schicht in ihrer wirklichen Gestalt und auf der Sohlfläche der nächst jüngeren Schicht in Form eines Abdrucks erhalten bleiben. In der That finden sie sich auf den Schichtungsflächen vieler Sandsteine, Grauwacken, Thonschiefer, Quarzite und kieseliger Eisen-

erze selbst der Ur-Schieferformation (in letzterer an einzelnen Stellen an der Südküste des Lake Superior, Nordamerika). Auf der Oberfläche mancher sandiger und thoniger Gesteinsschichten sind kleine rundliche Eindrücke zu beobachten, welche, durch den Aufschlag von Regentropfen auf die damaligen schlammigen und sandigen Ufer während der Ebbe hervorgebracht, von der eindringenden Flut mit Schlamm bedeckt und auf diese Weise erhalten worden sind. Infolge des Trocknens einer frischen Schlammschicht während der Ebbe bilden sich netzförmige Risse auf ihrer Oberfläche, welche von den Sedimenten der nächsten Flut wieder ausgefüllt werden und dann an der Unterseite der neugebildeten Schicht in Leistenform hervortreten. In ähnlicher Weise werden die Fußspuren der Tiere, welche sich über den noch plastischen Schlamm bewegt haben, konserviert. Sehr oft sind die Schichtungsflächen von den Resten der Bewohner des Meeres, aus dem die Sedimente abgelagert wurden, bedeckt. Häufig ist endlich die Erscheinung, dass zwei Gesteinsschichten durch dünne Zwischenlagen von anderem Materiale, durch einen Besteg getrennt werden.

§ 2. **Schichtenreihen.** Unter einer Schichtenreihe, Schichtengruppe oder einem Schichtensysteme versteht man eine gleichförmige (konkordante) Aufeinanderfolge von Schichten. Die Zusammengehörigkeit der letzteren ist weder allein durch gleiche Versteinerungsführung, noch ausschließlich durch gleichartige petrographische Beschaffenheit, sondern durch gleichzeitige Parallelität (Gleichförmigkeit, Konkordanz) der einzelnen überlagernden Schichten bedingt. Eine Schichtenreihe ist demnach das Produkt eines zusammenhängenden, ungestörten Ablagerungsvorganges auf dem Grunde eines Meeres- oder Seebeckens. Die über irgend einer Schicht oder Schichtengruppe befindliche, also bei normalen Verhältnissen jüngere Ablagerung nennt man das Hangende, die unter ihr befindliche Partie der Schichtenreihe das Liegende jener als Horizont angenommenen Schicht oder Schichtengruppe.

Die Verknüpfung der einzelnen, petrographisch oft durchaus verschiedenen, zu einem System vergesellschafteten Schichten kann eine mehr oder weniger enge sein. Am losesten ist dieselbe dort, wo ganz heterogene Gesteinsschichten plötzlich und ohne Übergang miteinander wechsellagern. Der innigste Zusammenhang wird durch den allmählichen Übergang ihres Materiales hergestellt. So können cementarme Sandsteine nach ihrem Hangenden zu mehr und mehr thoniges Bindemittel aufnehmen, bis dieses vor den Sandkörnern vorwaltet und sie allmählich ganz verdrängt, so dass die jüngsten Schichten als reine oder sandige Schieferthone dastehen. Konglomerate gehen durch nach irgend einer Richtung eintretende Verkleinerung ihrer Gerölle in Sandsteine, — Kalksteine durch Aufnahme und Überhandnehmen ihres Thongehaltes in Mergel und Thone, — Gneiße durch Zurücktreten des Feldspates und Ausbildung einer schieferigen Struktur

in Glimmerschiefer über u. s. w. Bei der Verknüpfung petrographisch verschiedener Schichtengruppen oder einzelner Schichten durch Wechsellagerung stellen sich zwischen den Schichten einer Gesteinsart anfangs spärliche und dünne Lagen einer anderen ein und nehmen in der Richtung nach dem Hangenden oder Liegenden an Zahl und Mächtigkeit zu, bis sie durch allmähliche Verdrängung der früher dominierenden Gesteinsart schließlich das alleinige Gebirgsmaterial bilden. Ganz ähnlich äußert sich die Verknüpfung petrographisch verschiedener Schichtengruppen durch in irgend einer Richtung überhandnehmende Konkretionsbildung. Anfänglich spärliche und unansehnliche lentikuläre Konkretionsmassen nehmen größere Dimensionen an und schließen endlich das Gesteinsmaterial, in welchem sie früher eingelagert schienen, vollkommen aus.

Ebenso wie in der Richtung nach dem Hangenden und Liegenden, so können solche Änderungen des Gesteinsmateriales auch innerhalb ein und derselben Schicht sich einstellen. In ersterem Falle erlitten die Ablagerungsverhältnisse in einem Meeresbecken im Laufe der Zeit eine Umgestaltung, in letzterem Falle waren sie gleichzeitig an verschiedenen Punkten

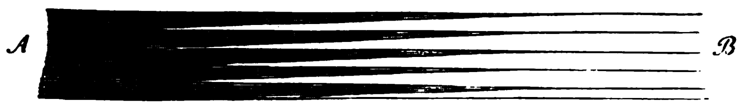


Fig. 95. Auskeilende Wechsellagerung.

desselben Ablagerungsareales verschieden. Es kann dann eine ganz eigentümliche Verknüpfung der resultierenden gleichalterigen, aber verschiedenartigen Schichten stattfinden· die auskeilende Wechsellagerung (Fig. 95). Hier sind zwei Gebirgsglieder, z. B. Kalkstein *A* und Sandstein *B*, in größerer Entfernung voneinander rein und selbständig ausgebildet, allein in der Richtung nach dem Sandsteine zu beginnen die Schichten des Kalksteines allmählich schwächer zu werden und sich schließlich auszukeilen, während sich zugleich zwischengreifende Lagen von Sandstein einstellen und an Mächtigkeit zunehmen, bis sie die Schichtenreihe ganz allein zusammensetzen. Ganz dieselbe Erscheinung bietet sich natürlich dem Beobachter dar, wenn er von *B* nach *A* zu geht, nur dass hier der Sandstein das verdrängte, und der Kalkstein das verdrängende Gebirgsglied ist.

§ 3. **Schichtenlage; Schichtenstörungen durch Aufrichtung.** Alle mit Hilfe des Wassers auf dem Grunde von Meeres- oder Seebecken abgesetzten Schichten hatten ursprünglich eine horizontale oder nur sehr wenig geneigte (schwebende) Lage inne. Verhältnismäßig nur selten haben sie sich dieselbe bewahrt (so die silurischen Schichten des nordwestlichen Russlands, der Quadersandstein der sächsischen Schweiz, die Kohlenformation der westlich von den Alleghanies gelegenen Kohlenfelder

von Nordamerika u. a.), in den meisten Fällen aber haben sie dieselben mit einer sekundären vertauscht, d. h. eine Schichtenstörung erlitten.

Die Störung der ursprünglichen Lagerungsform der Schichten offenbart sich 1) durch deren einseitige Aufrichtung mit Verbleib ihrer ebenflächigen Ausdehnung, 2) durch ihre Biegung, Faltung oder Knickung, 3) durch ihre Zerberstung, Zertrümmerung und Verwerfung. Die Ursache solcher Störungen des Schichtenbaues der Erdkruste ist zu suchen a) vor allem in dem Zusammenschub und der Stauchung der oberflächlichen Schichten, bewirkt durch die Kontraktion des sich abkühlenden Erdinneren, also in dem Prozesse der Gebirgsbildung (S. 184); — b) selten und in sehr beschränktem Maßstabe in der Auslaugung von in der Tiefe gelegenen Gypsstöcken und Steinsalzlagern (S. 231); — c) ebenfalls nur ganz lokal in der Volumenvermehrung, welche durch Aufnahme von Wasser von seiten gewisser Gesteinsarten (bei Umwandlung von Anhydrit in Gyps, S. 209, durch lokales Aufschwellen von plastischem Thone) vor sich geht.

Bei einfacher oder einseitiger Schichtenaufrichtung haben die Schichten statt der anfänglich horizontalen eine mehr oder weniger geneigte, oft sogar senkrechte, zuweilen selbst übergekippte Stellung erhalten. Dass diese nicht ihre ursprüngliche, sondern eine erst später eingenommene ist, dafür spricht außer unseren Vorstellungen von der Sedimentbildung auch das Vorkommen von flach linsen- oder plattenförmigen Rollstücken in steil stehenden Schichten, wo sie übereinander, ihre scharfen Ränder einander zugekehrt, ihre größten Achsen parallel den Schichtungsflächen liegend angeordnet sind. In dieser Stellung können sie unmöglich abgelagert worden sein, müssen dieselbe vielmehr erst später erhalten haben. Zu dem nämlichen Schluss führt die horizontale oder stark geneigte Lage fossiler, noch an ihrem Wurzelwerke haftender Baumstämme, welche rechtwinkelig auf steil aufgerichteten Schichten stehen. Sie vertauschten ihre ursprünglich vertikale Stellung, nachdem sie schon längst von Gesteinsmaterial umhüllt worden waren, infolge der Aufrichtung der Schichten mit einer horizontalen.

Senkrechte Schichten bezeichnet man als auf dem Kopfe stehend; setzte sich die Bewegung der Unterlage, aus welcher diese vertikale Stellung hervorging, noch weiter fort, so gelangte die betroffene Schichtenreihe zu einer überkippten Lagerungsform, indem die nur wenig aufgerichteten Schichten später von den nachschiebenden Massen emporgedrängt, immer steiler aufgerichtet und endlich überstürzt wurden, sodass jetzt das unterste zu oberst liegt. Solche Ereignisse haben z. B. die Schichtengruppe des Harzrandes bei Goslar und Oker betroffen, wo die Kreide vom weißen Jura und dieser vom braunen Jura und Lias, letzterer von den älteren Formationen bis zum Devon überlagert wird, während ursprünglich gerade die umgekehrte Lagerungsfolge stattfand. Ähnliches hat sich in der sächsisch-

böhmischen Schweiz zugetragen, wo weißer Jura und über ihm der Granit in das Niveau des kretacëischen Quadersandsteines gedrängt wurde, so dass sie die Ränder dieser Formation (z. B. bei Hohnstein) überlagern.

Wechsellagern beim Eintritt einer derartigen Aufrichtung bereits fest gewordene Gesteinsschichten (Fig. 96 *A* und *C*) mit solchen von plastischer, noch biegsamer Beschaffenheit (*B*), — ein Zustand, in welchem sich z. B. als Schlamm abgesetzte Thone lange Zeit erhalten, — so entsteht ein Drängen ihrer Masse von oben nach unten, die ganze hangende Schichtenreihe wird das Bestreben erhalten, auf der schiefen Ebene herabzugleiten. Dadurch werden die tiefsten Partieen der noch plastischen Schichten gestaut und zusammengepresst und nehmen infolge davon die auffallendsten Windungen und Faltungen an, trotzdem sie zwischen Bänken von vollkommen paralleler Lage eingeschlossen sind.

Von gleicher geologischer wie technischer Wichtigkeit ist die Bestimmung der Lage oder Stellung aufgerichteter Schichten. Dieselbe wird möglich durch Festlegung zweier auf der Oberfläche der letzteren gezogenen geraden Linien. Zu der einen derselben wählt man die in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie (Streichlinie, *st*, Fig. 97), zu der

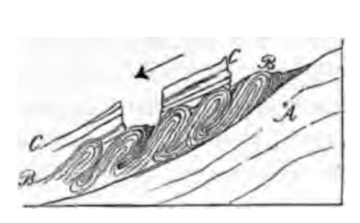


Fig. 96. Schichtenstauchung.

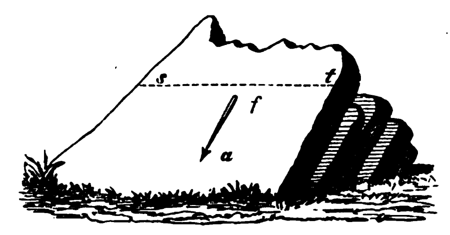


Fig. 97. *st* Streichlinie; *fa* Falllinie.

zweiten die Linie der größten Neigung der Schichtungsfläche gegen den Horizont (Falllinie, *fa* der vorstehenden Fig. 97); beide stehen rechtwinkelig aufeinander. Unter der mit dem Kompass aufzunehmenden Himmelsrichtung der Streichlinie versteht man das Streichen der Schicht, unter ihrem Fallen die Neigung derselben gegen eine Horizontale.

Das Streichen einer Schicht wird, wie folgt, genommen: Man denke sich eine in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie, halte ihr die festliegende Nord-Südlinie der Kompassplatte parallel und konstatiere, auf welchem Teilstrich des Gradbogens die Nordspitze der Magnetnadel sich einstellt. Dann zähle man die Anzahl der Grade von diesem Teilstriche bis zum nächsten Endpunkte der festliegenden Nord-Südlinie, bemerke, ob man dabei von der Nordspitze der Magnetnadel aus in östlicher oder westlicher Richtung gegangen ist, und drücke endlich das auf diese Weise beobachtete Streichen aus als: N so und so viel Grad nach W oder O (z. B.

N 45° O = NO). Nur statt N 90° O oder N 90° W pflegt man O oder W zu sagen.

Der bergmännische Kompass wird in 2mal 12 Stunden (horae) geteilt, wobei die Stunden 12 in den Nord- und Südpunkt des Kompasses gelegt werden. Man zählt nun die Stunden von N nach O und von S nach W, so dass die Ostwest-Linie der Stunde 6, die Nordost-Südwest-Linie der Stunde 3, und die Nordwest-Südost-Linie der Stunde (hora) 9 entspricht. Auf dem Teilkreise des Kompasses sind jedoch die Bezeichnungen Ost und West miteinander vertauscht und ebenso geht die Einteilung in horae im umgekehrten Sinne vor sich, um eine direkte Ablesung der aufgenommenen Streichrichtung möglich zu machen.

Bei dem auf diese Weise erhaltenen Streichen hat man die Deklination der Magnetnadel außer acht gelassen. Um dieses sogenannte observierte Streichen auf den wahren Meridian zu reduzieren, muss man die Anzahl der Grade der Deklination (für Deutschland gegenwärtig etwa 15 Grad und zwar gen W) von dem observierten Streichen abziehen, falls dasselbe ein im allgemeinen nordöstliches ist, dahingegen solche zuzählen, falls das beobachtete Streichen ein nordwestliches ist.

Bei der Bestimmung des Fallens der Schichten hat man zweierlei, nämlich die Richtung und die Größe oder den Grad desselben anzugeben. Die Richtung bestimmt sich sogleich, wenn man bei der Beobachtung des Streichens darauf achtet, nach welcher Seite der Streichlinie die Schicht einschießt. Die Größe des Fallens, oder den Neigungswinkel der Falllinie gegen den Horizont bestimmt man mittelst eines kleinen Pendels, welches an einem auf dem Kompassboden selbst eingravierten Gradbogen die Größe des Neigungswinkels anzeigt.

Bei horizontal liegenden Schichten kann natürlich weder von einem Streichen noch von einem Fallen die Rede sein, denn sie streichen nach allen Weltgegenden zugleich und haben gar kein Einfallen. Die Mächtigkeit einer aufgerichteten Schichtenreihe erhält man, indem man entweder den rechtwinkeligen Abstand der Begrenzungsflächen der einzelnen Schichten misst, oder indem man die Ausdehnung ihres Ausgehenden in rechtem Winkel auf ihr Streichen misst und den Fallwinkel beobachtet, durch trigonometrische Berechnung aus diesen Faktoren.

§ 4. **Schichtenstörungen durch Faltung.** Biegungen einer Schichtenreihe äußern sich dadurch, dass entweder die Randzonen oder die zentralen Partieen des von der Schichtenstörung betroffenen Areales eine Auftreibung erleiden. Im ersteren Falle entsteht eine im Querschnitte rinnenförmige, im zweiten Falle eine sattelförmige Biegung jeder einzelnen Gesteinsschicht, erstere Lagerungsform nennt man eine Mulde oder Synklinale (*S T*, Fig. 98), letztere einen Sattel, ein Gewölbe oder eine Antiklinale (*A* u. *A T*, Fig. 98). In dem Profile sowohl einer Mulde,

wie eines Sattels erscheint jede Schichtenreihe zweimal, und zwar in entgegengesetzter Richtung (widersinnig) einfallend. Diese beiden Teile einer gebogenen Schichtenzone bezeichnet man als Flügel. In einer Mulde

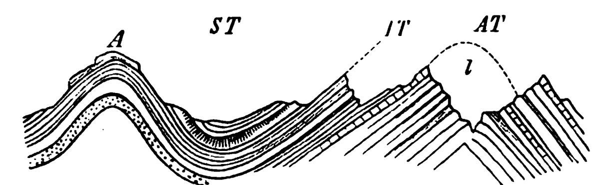


Fig. 98. *A* und *AT* = Sättel; *ST*— Mulde; *l* = Luftsattel. Nach *Heim*.

fallen die Flügel von beiden Seiten nach einer Mittellinie (Synklinal- oder Muldenlinie) zu (\/), — in einem Sattel von der Antiklinal- oder Sattellinie nach beiden Seiten ab (/\).

Ein Sattel und eine Mulde, die sich aneinander schließen, bilden eine Falte. Jede Falte hat einen beiden Biegungen gemeinsamen Mittelschenkel und zwei Seitenschenkel (~). Eine größere oder geringere Anzahl paralleler Falten können zu einem Faltensystem verknüpft sein, welches dann seinen topographischen Ausdruck als Gebirge findet (vergl. Fig. 44 u. 45, S. 185 und Fig. 46, S. 186).

Man kann stehende, schiefe und liegende (überkippte) Falten unterscheiden. Bei einer stehenden Falte sind die Flügel symmetrisch zu den Mittellinien des Sattels und der Mulde gestellt, so dass sie unter ungefähr gleichen Winken einfallen (vergl. Fig. 98). Schiefe Falten sind nach einer Seite geneigt (Fig. 99), liegende Falten sogar vollkommen über-



Fig. 99. Schiefe Falte. Nach *Heim*.



Fig. 100. Liegende Falte. Nach *Heim*. *l* Luftsattel.

gelegt, so dass ihre Flügel eine fast völlig horizontale Lage erhalten können (Fig. 100). In letzterem Falle wiederholt sich die nämliche Schichtenreihe zweimal übereinander, jedoch so, dass die einzelnen Schichten in umgekehrter Lage und Reihenfolge auftreten. Eine der großartigsten derartigen Erscheinungen ist die Glarner Doppelfalte.*) Wie der Name andeutet,

*) A. Heim. Untersuch. über d. Mechanismus der Gebirgsbildung etc. Basel 1878. Bd. I. S. 126—244. Vergl. auch A. Baltzer. Der Glärnisch. Zürich 1873. S. 35—59.

stellt dieselbe zwei liegende Falten dar, welche von beiden Seiten her derartig gegen die Mittellinie des Zentralmassivs übergebogen sind (Fig. 101), dass die älteren Schichten die jüngeren und zwar in der nördlichen, nach S überliegenden Falte in 16 km, in der südlichen, nach N übergeschobenen

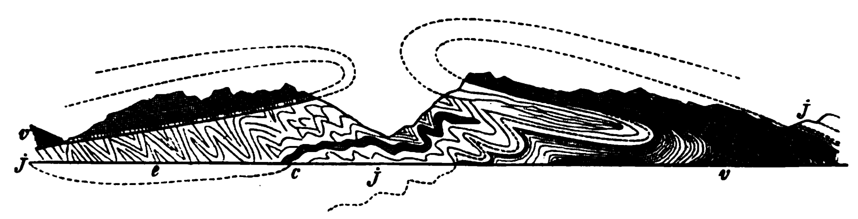


Fig. 101. Die Glarner Doppelfalte zwischen Sernfthal und Vorderrheinthal. Nach *Heim*.
v = Verucano (gneiß- und talkschieferähnliche Gesteine); j = Trias- und Juraformation; c = Kreideformation; e = Eocän.

Falte in 13 km Breite überlagern. Infolge dieser Überkippungen sind in dem ganzen von ihnen betroffenen Alpengebiete vom Calanda bis zum Tödi und vom Vorderrhein bis an den Walensee die Thalgründe in den jüngsten (eocänen) Gesteinen ausgewaschen, während die Berggipfel aus den älteren Gesteinen gebildet werden, welche normal zu unterst liegen sollten. Auch die höchst komplizierten Lagerungsverhältnisse, namentlich des Gneißes und des Jurakalkes im Berner Oberlande (Fig. 102) sind z. T. als derartige liegende, oft verzerrte Falten zu deuten.*) So besteht der Gipfel der Jungfrau 800 m hoch aus überschobenem Gneiß, die schroffen Abstürze unter demselben aus jurassischem Kalkstein, welcher in 2 großen Falten in den Gneiß eingeknetet ist, und unter welchem der letztere wiederum hervortritt. Der höher liegende der beiden jurassischen Faltenkeile dringt, sich fortwährend verschmälernd, über 2 km, die untere bei 400 m Mächtigkeit 1900 m tief in den Gneiß ein (Baltzer).

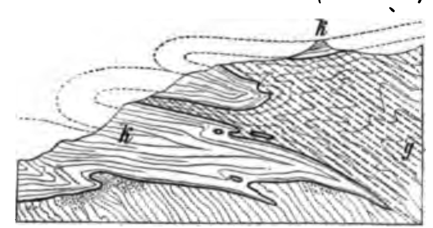


Fig. 102. Verzerrte liegende Falten von Jurakalk (*k*) zwischen dem Gneiß (*g*) des Berner Oberlandes. Der Gneiß mit durch falsche Schieferung verwischter Schichtung. Nach *Baltzer*.

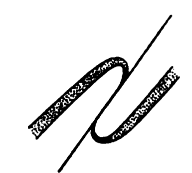


Fig. 103. Faltenverwerfung. Nach *Köhler*.

Bei besonders intensiver Faltung kann der Mittelschenkel einer Falte vollständig ausgequetscht werden (Fig. 103), so dass der hangende Flügel

*) A. Baltzer. Der mechanische Kontakt von Gneiß u. Kalk im Berner Oberland. Bern. 1880. Ferner: N. Jahrb. f. Min. 1885. II. S. 25.

jeden Zusammenhang mit dem liegenden verliert und gegen diesen in die Höhe geschoben erscheint (Faltenverwerfung).

Eine an Sätteln gewöhnliche Erscheinung ist die, dass deren obere Umbiegungen, also die Sattelkämme, durch Verwitterung zerstört und durch Denudation abgetragen sind, so dass die beiden Sattelflügel ihres ursprünglichen Zusammenhanges beraubt erscheinen. Man bezeichnet derartige verschwundene, behufs Deutung der Lagerungsverhältnisse zu rekonstruierende Sattelrücken als **Luftsättel** (vergl. Fig. 98, 100, 101 u. 104).

Bei der antiklinalen sowohl wie bei der synklinalen Lagerungsform kann der Neigungswinkel der beiderseitigen Flügel zwischen wenigen und 90 Graden, der Schichtenbau selbst zwischen flachen Falten und auf dem Kopfe stehenden Schichtenzonen schwanken. Letztere Erscheinung stellt sich namentlich häufig bei den ältesten Sedimentärformationen (der Urgneiß- und Schieferformation), jedoch auch bei den Ablagerungsprodukten jüngerer Perioden, vorzüglich dort ein, wo sie am Aufbau der inneren Zonen von Kettengebirgen teilnehmen. Dann besteht das ganze Schichtensystem aus lauter scharf zusammengestauchten Antiklinalen und Synklinalen, deren Flügel parallel oder fast parallel nebeneinander liegen. Eine solche Bauart kann zu der Täuschung führen, dass man eine außerordentlich mächtige, gleichförmige und regelmäßige Aufeinanderfolge von Schichten vor sich zu haben meint, während es doch nur eine mehrfach gefaltete und zusammengepresste Schichtenreihe ist, deren Glieder sich mehrmals wiederholen. Die in bestimmten Entfernungen regelmäßig erfolgende Wiederkehr identischer Formationsglieder, wobei deren Hangendes und Liegendes in entgegengesetzten Richtungen hervortreten (*d*, *c*, *b*, *a* und *a*, *b*, *c*, *d* in Fig. 104), lässt meist mit ziemlicher Sicherheit auf das Vorhandensein solcher Schichtenstörungen schließen. Geht die Zusammenschiebung noch weiter, so weichen die oberen Teile der Sattelflügel nach außen aus, so dass eine **fächerförmige** Schichtenstellung resultiert, wie sie namentlich die aus Gneißen und krystallinischen Schiefern bestehenden Zentralmassivs der Alpen beherrscht (Fig. 105).

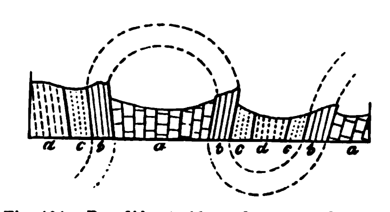


Fig. 104. Profil steil gefalteter Kreide- und Tertiärschichten mit Luftsattel bei Entrevernes.
a) untere Kreide mit Toxaster complanatus,
b) Kreide mit Caprotina ammonia,
c) Nummuliten-Schichten (Unter-Tertiär),
d) Fucoiden Schichten.

Ähnliche Erscheinungen wie im großen wiederholen sich innerhalb solcher Schichtenkomplexe, welche einem starken seitlichen Drucke ausgesetzt waren, auch im kleinsten Maßstabe und zwar oft im dichtesten Gedränge nebeneinander. Man bezeichnet dieselben als **Runzelung**, **Fältelung**, **gekrösartige Windungen**, **Schichtenbiegungen**, **zickzackartige Knickungen** (Fig. 106).

Wir haben bis jetzt nur geradlaufende Faltungen, also langgestreckte, mulden- und sattelförmige Biegungen der Schichtenreihen betrachtet. Bei umlaufendem Schichtenbau, also wenn sich die Streichrichtung beständig in demselben Sinne ändert, d. h. einen Bogen oder eine in sich zurücklaufende krumme Linie beschreibt, stellen sich die aus gleichartigen Störungsursachen hervorgehenden Lagerungsverhältnisse einerseits als bassin- (becken-), andererseits als kuppelförmig dar. Bei Becken oder Bassins haben wir synklinalen, bei Schichtenkuppeln antiklinalen Schichtenbau vor

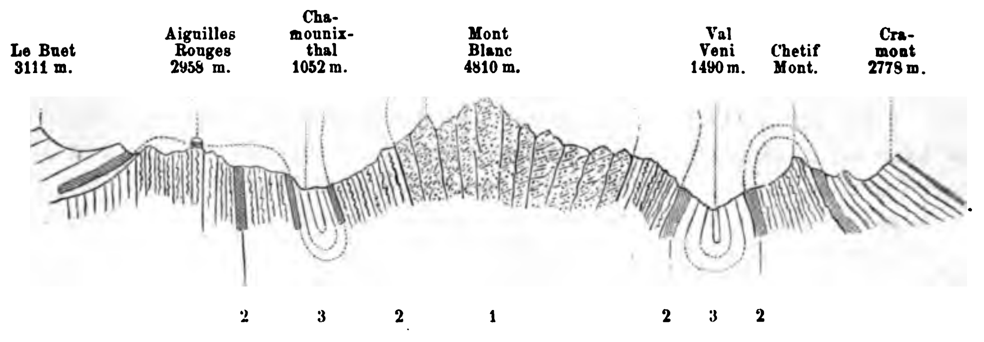


Fig. 105. Profil durch den Montblanc-Stock. Nach *Favre*.
1. Gneiß. *2.* Krystallinische Schiefer in fächerförmiger Stellung. *3.* Jura.

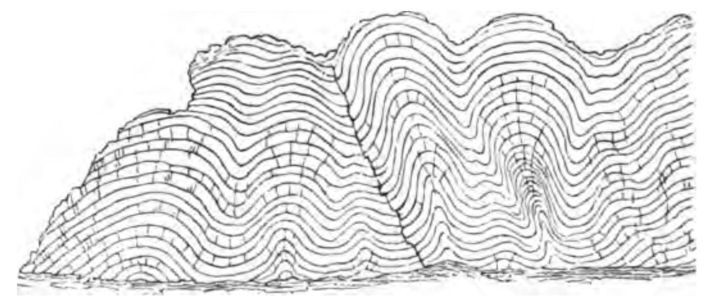


Fig. 106. Schichtenwindungen des Kieselschiefers bei Lautenthal im Harze.

uns; in ersterem Falle repräsentieren die einzelnen Glieder der Schichtenreihe lauter ineinander gesetzte, mehr oder weniger tiefe Teller, so dass die Schichten alle einem, dem tiefsten Punkte zufallen, bei letzterer Lagerungsform lauter meist flache Glocken oder Kegel, welche allseitig von dem Gipfel wegfallen. Ziehen sich derartige Bassins oder Schichtenkuppeln in die Länge, erhalten also eine langgestreckte Ausbildung, so entstehen kahnförmige (synklinale) oder umgekehrt kahnförmige (antiklinale) Schichtensysteme. Sind Bassins und Kuppeln nicht allseitig geschlossen, sondern beschreibt die Streichungslinie einen mehr oder weniger geöffneten Bogen, so

bezeichnet man wohl solche halb umlaufende Schichtenkomplexe als Muldenbuchten und Satteljöcher.

§ 5. **Transversale Schieferung.***) Die falsche oder transversale Schieferung besteht darin, dass die schieferige Struktur und damit verbundene Spaltbarkeit des Gesteines und zwar namentlich der paläozoischen Thonschiefer und Grauwackenschiefer nicht der Schichtung parallel läuft, sondern die Schichten unter einem größeren oder kleineren Winkel durchschneidet (Fig. 107). Die falsche Schieferung ist zuweilen so vollkommen

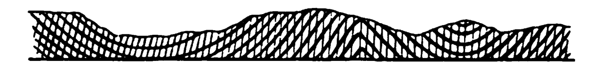


Fig. 107. Transversale Schieferung.

ausgebildet, dass die ursprüngliche Schichtung durchaus verwischt und es nur dann möglich wird, letztere als solche zu erkennen und von ersterer zu unterscheiden, wenn ein der Schichtung stets entsprechender Wechsel von verschiedenartigem Gesteinsmateriale oder verschiedener Farbe die nötigen Anhaltspunkte giebt. Hat sich die ursprüngliche Schichtung neben der falschen Schieferung erhalten, so zeigt das Gestein zwei Systeme von Zerklüftungsrichtungen, die einander durchschneidend griffelförmige Spaltungsstücke hervorbringen. Die falsche Schieferung lässt sich nicht selten in erstaunlicher Beständigkeit und Regelmäßigkeit durch ganze Schichtensysteme und ausgedehnte Gebirgsketten verfolgen, ohne in ihrer Richtung irgendwie von der Neigung der Schichten beeinflusst zu werden. Mögen letztere flach oder steil aufgerichtet oder zu den mannigfachsten Sätteln und Mulden zusammengefaltet sein, die Richtung und Neigung, unter welcher die falsche Schieferung die Gesteinsreihe durchsetzt, bleibt dieselbe. Daraus geht hervor, dass die falsche Schieferung erst nach Stauung und Zusammenschiebung der Schichten entstanden ist. Nur ein Zusammenhang existiert zwischen ihr und der Schichtenlage und besteht darin, dass die falsche Schieferung an derartige Faltungen und Stauchungen gebunden ist, und mit beiden stets ungefähr dieselbe Streichungsrichtung behauptet, woraus sich ergiebt, dass die Ursache der Schichtenfaltung und der falschen Schieferung identisch ist. Und zwar ist sie das Resultat einer durch den faltenwerfenden und gebirgsbildenden seitlichen Druck verursachten Richtungsveränderung der kleinsten Teilchen, infolge deren sich letztere rechtwinkelig auf die Richtung des Druckes stellten. Das Experiment bestätigt

*) H. Loretz. Über Schieferung. Jahresber. d. Senckenbg. naturf. Ges. 1879/80. — Ders. Über Transversalschieferung. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1882. S. 258. — A. Heim. Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Bd. II. S. 51—72.

diese Annahme.*) Man knetete Schüppchen von Eisenglimmer in plastischen Thon, so dass sie in demselben regellos verteilt waren, und unterwarf diese Thonmasse einem starken einseitigen Drucke. Dieser hatte zur Folge, dass alle Glimmerlamellen sich parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung anordneten. Auch reiner Ziegelthon, Stearin und Wachs nahmen bei starker Pressung feinschieferige Struktur an. Die blau und weiße Bänderung des Gletschereises, bedingt durch abwechselnd luftfreie und an Luftbläschen reiche Eislagen, welche nicht selten die Schichtungslinien der Gletscher rechtwinkelig durchschneidet, ist eine ganz ähnliche, durch Gletscherpressung hervorgerufene Erscheinung. Als Folge zweier Druckkräfte, die sich gleichzeitig von zwei Seiten her äußern, kann eine Art Faserung oder Griffelung der Schiefermasse erzeugt werden, so z. B. bei den untersilurischen Griffelschiefern Thüringens.

§ 6. **Schichtenstörungen durch Spaltungen und Verwerfungen.** Im engsten genetischen Zusammenhange mit der Faltung ganzer Schichtensysteme standen Zerberstungen und Zerreißungen der letzteren, also Spaltenbildungen (vergl. S. 187). Durch sie getrennte Gebirgsteile (Flügel) verloren ihren ursprünglichen Zusammenhang, so dass jeder für sich von dem fortdauernden Seitendrucke in verschiedenem Maße betroffen werden konnte. Die dadurch hervorgebrachten Verrückungen ihrer gegenseitigen Lage bezeichnet man als Verwerfungen, Brüche oder Dislokationen, die Spalte, welche die Möglichkeit der Bewegung und zugleich die Bahn derselben geliefert hat, als Verwerfungsspalte, Dislokationsspalte oder Sprungkluft (Fig. 108), die Größe der stattgehabten Verschiebung als Sprunghöhe. Dieselbe ist äußerst verschieden: bald beträgt sie nur einige Centimeter, bald mehrere Meter, erreicht selten einige Hundert, ja zuweilen tausend und mehr Meter. Je nachdem der eine Flügel gegen den anderen nach abwärts gerückt oder aber nach aufwärts geschoben ist, bezeichnet man die Verwerfung als Absenkung oder als Aufschiebung (Wechsel).

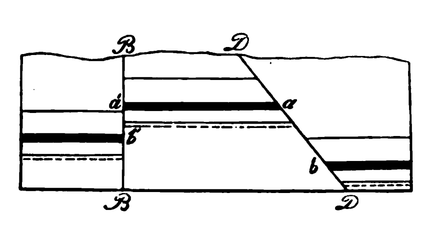


Fig. 108. Verwerfungen. B vertikale, D geneigte Verwerfungsspalte, a b und a'b' Sprunghöhe.

Wie zu erwarten, übte die rutschende Bewegung größerer Gebirgsglieder auf die Spaltenwände eine mehr oder weniger auffallende mechanische Einwirkung aus, infolge deren dieselben geglättet, poliert und in der Richtung der Bewegung mit Friktionsstreifung versehen sind (Rutschflächen, Harnische, Spiegel), während die angrenzenden Schichten-

*) A. Daubrée. Experimental-Geologie. Deutsch von A. Gurlt. 1880. S. 311.

enden einerseits aufwärts, andererseits abwärts geschleift und geknickt wurden. Der durch diese Vorgänge gelieferte gröbere oder feinere Gesteinsschutt füllt gewöhnlich die Verwerfungsspalten gangartig aus.

Letztere treten oft in ein und derselben Gegend in größerer Zahl vergesellschaftet auf und sind dann entweder zugleich oder mit größeren zeitlichen Unterbrechungen entstanden. Sie streichen teils parallel, teils durchschneiden sie sich unter rechten oder schiefen Winkeln und verursachen in diesem Falle eine vollkommene Zerstückelung der betreffenden Partieen der Erdkruste, welche nicht selten mit einer gegenseitigen Verschiebung aller polyedrischen Zerklüftungsstücke verbunden ist (Fig. 109). Laufen die

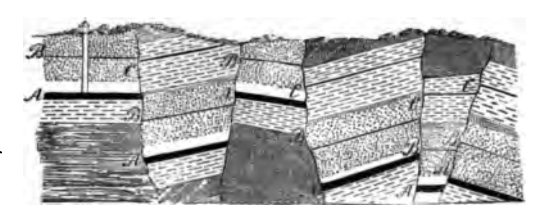


Fig. 109. Vielfach zerstückelte und verworfene Steinkohlenformation von Auckland in Durham. *A*, *B*, *C* Kohlenflötze.

Verwerfungsspalten parallel oder fast parallel, so können sie die Veranlassung zur Ausbildung eines **treppenförmigen** Schichtenbaues, eines **Staffelbruches** (Fig. 110) geben, durch welchen eine scheinbare Auf-

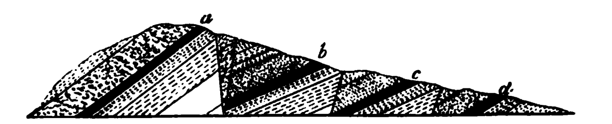


Fig. 110. *a*, *b*, *c*, *d* Flügel eines treppenförmig verworfenen Kohlenflötzes.

einanderfolge und regelmäßige Abwechslung ähnlich zusammengesetzter Schichtenreihen hervorgebracht werden mag, während doch nur die Repetition ein und desselben, aber in kurzen Zwischenräumen verworfenen Schichtenkomplexes vorliegt. Eine **Grabenversenkung** (Fig. 43 S. 184) entsteht dadurch, dass ein zwischen 2 parallelen Spalten gelegener Streifen in die Tiefe sinkt, wobei er wiederum jederseits staffelförmig abgesetzt sein kann. Finden hingegen einfache oder staffelförmige Absenkungen von einer stehen bleibenden Mittelzone aus nach beiden entgegengesetzten Seiten statt, so entsteht ein **Horst**. **Kesselbrüche** endlich nennt man beckenartige Versenkungen größerer Bruchfelder, welche von konzentrisch verlaufenden Spalten und dadurch bedingten Staffelbrüchen umrahmt werden. Alle diese Dislokationen können in Form von Steilabstürzen, graben-, wannen- oder buchtförmigen Einsenkungen ihren topographischen Ausdruck finden.

Besitzen die in die Tiefe setzenden Spalten eine nur schwache Neigung, so können durch Seitendruck Überschiebungen stattfinden, infolge deren dann ältere Gebirgsglieder die jüngeren, über deren Schichtenköpfe sie hinweg geschoben wurden, überlagern. So sind z. B. auf einer flach nach S fallenden Spalte, welche sich von Aachen über Lüttich bis in die Gegend von Boulogne verfolgen lässt, die Schichten des Silurs, Devons und Subkarbons von S nach N über die produktive Steinkohlenformation eine Strecke weit hinauf geschoben (Fig. 111), so dass letztere von ersteren dis-

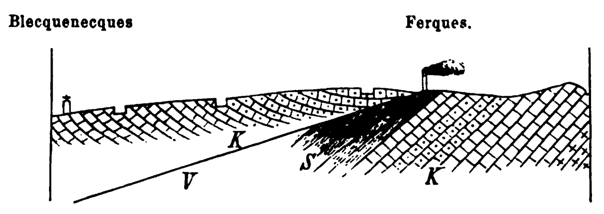


Fig. 111. Überschiebung von Kohlenkalk (*K*) auf der Verwerfungsspalte (*V*) über die produktive Steinkohlenformation (*S*) bei Ferques im Dép. Pas-de-Calais. Nach *C. Barrois*.

kordant bedeckt wird und man mit mehreren Schächten unter dem Devon und Kohlenkalke Kohlenflötze des Oberkarbons antraf.

Da Berstungen, Verwerfungen und Faltungen der Schichten und Kettengebirge den gleichen Ursachen ihre Entstehung verdanken, so ist es erklärlich, dass erstere, also Spalten und Dislokationen, oft eine gewisse Parallelität zu letzteren, also den Falten und Gebirgsketten innehalten. Doch sind auch Verwerfungen, welche die Faltensysteme quer durchsetzen, nicht selten. Sie kennzeichnen sich häufig als Lateral- oder Horizontalverschiebungen, wobei ein Flügel in ungefähr horizontaler Richtung neben dem anderen vorwärts geschoben wurde (z. B. am Südabhange der Alpen.) Andere mit ähnlichen Verwerfungen verbundene Spalten haben eine radiäre Anordnung (z. B. nach v. Groddeck, Lossen, Kayser im Harze).

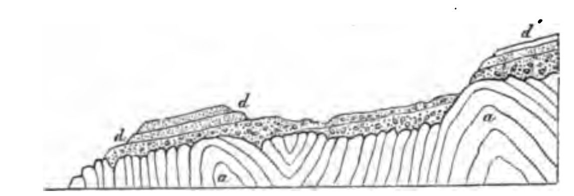


Fig. 112. Devonischer Sandstein *d* überlagert silurische Schiefer *a* diskordant. Siccar Point in Berwickshire. Nach *Lyell*.

§ 7. Lagerungsverhältnisse zweier Schichtenreihen zu einander.

Eine ältere Schichtenreihe kann von einer jüngeren gleichförmig (konkordant) oder ungleichförmig (diskordant) überlagert werden

(Fig. 112). Bei gleichförmiger Überlagerung herrscht ein gegenseitiger Parallelismus ihrer einzelnen Glieder, die jüngere Schichtenreihe besitzt dieselbe Lagerung, also dasselbe Streichen und Fallen wie die ältere, ist von denselben Störungen betroffen worden wie diese, so dass die Grenze zwischen beiden nur in dem Wechsel ihrer petrographischen Beschaffenheit oder ihrer Versteinerungsführung (ihres paläontologischen Charakters) hervortritt. Zwei konkordante Schichtenreihen stehen demnach in demselben Verhältnisse zu einander, wie zwei unmittelbar aufeinander folgende, normal aufeinander liegende Schichten, und weisen auf eine ruhige und ungestörte, oft stetige, durch keine größeren Pausen unterbrochene Ablagerung ihres Materiales hin. Bei diskordanter Überlagerung findet dieser Parallelismus nicht statt, vielmehr bedecken die jüngeren Schichten in beliebiger Lage mit anderer Fall- und Streichungsrichtung die älteren (Fig. 113 *A* und *B*)

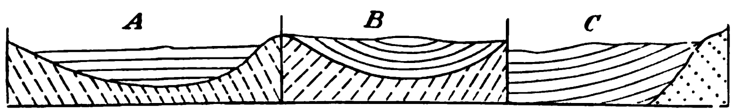


Fig. 113. Verschiedene Formen der diskordanten Überlagerung.

oder lehnen sich mit ihrem Ausgehenden unter abweichenden Lagerungsverhältnissen an das Ausgehende einer älteren Schichtenreihe an (Fig. 113 *C*). Ungleichförmige Überlagerung beweist, dass zwischen die Ausbildung der älteren und die der jüngeren Schichtenreihe eine Pause fällt, während deren die erstere von Schichtenstörungen betroffen wurde. Hat außerdem eine Abrasion gefalteter oder steil aufgerichteter älterer Schichtenkomplexe stattgefunden und breiten sich jüngere Schichten auf den ebenflächig abgeschnittenen Schichtenköpfen der ersteren aus, so bezeichnet man dieses Lagerungsverhältnis als ein übergreifendes oder als Transgression (S. 181).

Als besondere Fälle der diskordanten Überlagerung sind hervorzuheben: 1) die mantelförmige Umlagerung; die ältere Schichtenreihe tritt als völlig abgeschlossene, selbständige Partie hervor, um welche sich die jüngeren Schichten, allseitig von diesem zentralen Kerne abfallend, mantelförmig angelagert haben (Fig. 114); 2) die bassinförmige Einlagerung (siehe 113 *B*); eine jüngere Schichtenreihe füllt eine Vertiefung in einer älteren aus; 3) die deckenförmige Auflagerung; eine horizontale Schichtenreihe lagert auf den Schichtenköpfen einer älteren auf und bedeckt sie in großer räum-

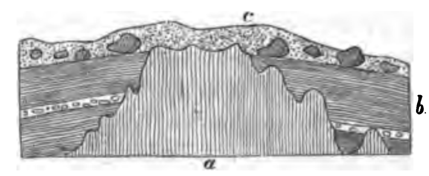


Fig. 114. Silurischer Sandstein (*b*) umlagert huronischen Quarzit (*a*) mantelförmig. Diluvium (*c*). Bei Marquette am Lake Superior, Nordamerika. (*H. Crd.*)

licher Ausdehnung. Ist dieselbe durch spätere Erosion zerstückelt, in lauter einzelne Partieen getrennt oder bis auf kleinere Reste zerstört worden, so spricht man von schollenförmiger Auflagerung.

§ 8. **Relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge.** Der Zeitpunkt, in welchem die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse einer Schichtenreihe anderen Platz gemacht, also eine Störung erlitten haben, lässt sich nur relativ, d. h. mit Bezug auf andere Vorgänge des Entwickelungsprozesses der Erde bestimmen; es lässt sich mit anderen Worten nur feststellen, ob das störende Ereignis zugleich, früher oder später als ein anderes stattgefunden hat. Die relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen beruht auf folgenden Grundsätzen, die aus dem Gesagten hervorgehen:

1) Schichten mit schwebender Lagerung haben eine Störung nicht erlitten, sondern befinden sich in ihrer ursprünglichen Lage.

2) Schichten, welche unter anderen, als schwebenden Lagerungsverhältnissen angetroffen werden, also aufgerichtet, gefaltet, geknickt, verworfen sind, haben eine Störung ihrer ursprünglichen Lage erfahren.

3) Dort, wo gestörte Schichten von horizontal liegenden Schichten überlagert werden, hat der Akt der Schichtenstörung nach Bildung und Festwerdung der älteren und vor Ablagerung der jüngeren Schichtenreihe stattgefunden.

So fällt die Aufrichtung der in Fig. 112 wiedergegebenen silurischen Schiefer in die Zeit vor der Ablagerung der devonischen Sandsteine, mit anderen Worten in das Ende der Silurperiode, denn die Schichten des Devons lagern horizontal auf jenen auf, sind also erst, nachdem die Aufrichtung der silurischen Schiefer vollendet war, zur Ausbildung gelangt. Ganz ähnlich lassen sich die in Fig. 114 im Profil dargestellten Lagerungsverhältnisse deuten: sie beweisen, dass die dortigen Quarzitschiefer vor Beginn der silurischen Periode aufgerichtet worden sind. Das relative Alter einer Schichtenstörung lässt sich naturgemäß um so genauer feststellen, je geringer der Altersunterschied zwischen der aufgerichteten und der horizontal liegenden Schichtenreihe ist, am genauesten also, wenn beide unmittelbar aufeinander folgenden Formationen angehören, wie dies in den beiden oben angeführten Beispielen der Fall war. Wäre hingegen der silurische Schiefer von Siccar Point (Fig. 112) statt von devonischen, z. B. von triadischen, also bei weitem jüngeren Sandsteinen bedeckt, so würde die Aufrichtung der ersteren im Verlaufe und an irgend einem Zeitpunkte der devonischen, karbonischen oder permischen Periode stattgefunden haben können, welcher nicht näher zu bestimmen ist, es würde also ein so enormer zeitlicher Spielraum gelassen, dass von einer näheren Altersbestimmung nicht mehr die Rede sein könnte.

Ganz ähnlich wie das relative Alter der Aufrichtung einer Schichtenreihe, lässt sich, wenn auch weniger häufig, dasjenige des Empordringens gewisser Eruptivgesteine bestimmen, wie es z. B. unter den durch Fig. 115 wiedergegebenen Verhältnissen der Fall ist. Hier ist auf einer Spalte, welche das Steinkohlengebirge von Durham um 8 m verworfen hat, Melaphyr emporgedrungen und hat nach seiner Erstarrung einen Gang gebildet. Auf dem durch die Einwirkung der Gewässer geebneten Ausgehenden der verworfenen karbonischen Schichten *c* und des verwerfenden Melaphyrganges sind die Gebilde des Rotliegenden *b* und des Zechsteines *a* abgelagert worden und in vollkommen horizontaler Lage erhalten geblieben. Daraus geht hervor, dass die Berstung und Verwerfung der karbonischen Schichtenreihe, sowie auch die Eruption jenes Melaphyres, vor die Ablagerung des Perm, also in das Ende des karbonischen Zeitalters fällt. Das Alter jener Eruption ist somit konstatiert.

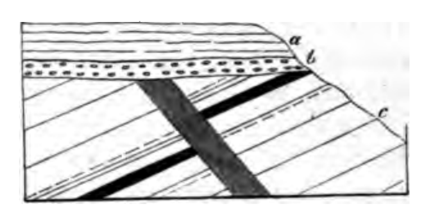


Fig. 115. *a* Zechstein; *b* Rotliegendes; *c* karbonische Formation, durchsetzt von einem Melaphyrgang. Quarrington Hill bei Durham.

Wie schon öfters bemerkt (vergl. S. 184), verdankt die Mehrzahl der Gebirge dem Zusammenschub ursprünglich horizontal gelagerter Schichten ihren Ursprung, sind demnach der topographische Ausdruck großartiger Schichtenstörungen. Da wir unter bestimmten Verhältnissen in den Stand gesetzt sind, das relative Alter dieser letzteren festzustellen, so ist dadurch zugleich die Möglichkeit der relativen Altersbestimmung der Gebirge gegeben. Wenn wir also am Gehänge oder am Fuße einer Gebirgskette eine Schichtenreihe stark aufgerichtet, eine andere horizontal darüber liegen sehen, so kann mit Recht der Schluss gezogen werden, dass die Faltung der Schichten zu jener Kette bereits abgeschlossen war, ehe die jüngeren, horizontal liegenden abgelagert wurden, dass also die Schichtenstörung und, was gleichbedeutend ist, die Gebirgsbildung in den zwischen der Ablagerung beider Schichtenreihen liegenden Zeitraum fällt. Da jedoch die Gebirge nicht aus einem einzigen Faltungsakte hervorgegangen, also nicht wie mit einem Rucke emporgestiegen sind, da vielmehr ihre Bildung in einer ganzen Reihe sich successive wiederholender oder lang andauernder Stauchungen zu suchen ist, von denen jede einzelne die sich inzwischen abgelagert habende Schicht ergriff, so finden auch innerhalb der am Gebirgsbau teilnehmenden Schichtenreihen Diskordanzen statt, mit deren Hilfe es möglich ist, den Zeitpunkt des Beginnes der Faltungen, aus welchen ein Gebirge hervorging, zu fixieren. So begannen die Faltungen des heutigen Alpengebirges erst nach der Ablagerung der konkordant aufeinander liegenden

Trias-, Jura- und Kreideformation, also im Anfange der Tertiärperiode (im Eocän), während die eigentliche Hauptfaltung erst in die jüngere Tertiärzeit fällt. Ähnliches gilt vom Juragebirge; beide sind demnach sehr jugendlichen Alters. Die Zusammenstauchung der paläozoischen Schichten zum Harze begann in der karbonischen Periode und dauerte bis zur älteren Tertiärzeit, denn einerseits sind die oberkarbonischen und permischen Schichten im eigentlichen Harzgebirge nicht mehr zur Ablagerung gelangt (das Areal des späteren Harzes war also bereits über den Meeresspiegel gehoben), andererseits ist die Kreideformation noch von den mit der Hebung verknüpften Schichtenstörungen betroffen und zwar vollständig überkippt worden. Außerdem aber wird dieser ältere Gebirgskern umrandet von zahlreichen Bruchzonen, welche erst aus jungtertiären, ja z. T. erst aus diluvialen Zeiten herrühren.*) Die fundamentale Faltung des Erzgebirges stammt aus der Karbonzeit, denn das Unterkarbon (der Kulm) ist von ihr ergriffen und zu engen Mulden zusammengepresst oder steil aufgerichtet worden, während das Oberkarbon (die produktive Steinkohlenformation) diskordant und horizontal auf den Flügeln der ersteren ruht. Andere Gebirge, z. B. die Huron Mountains in Nordamerika, hatten ihre Erhebung bereits vor Beginn des silurischen Zeitalters erlitten, denn die Ablagerungen dieser Periode liegen horizontal auf den Schichtenköpfen der krystallinischen Schiefer.

b) Die massigen Gebirgsglieder.

Die massigen Gebirgsglieder sind ihrer großen Mehrzahl nach eruptiven Ursprunges, sind mit anderen Worten auf Wegen des geringsten Widerstandes, also auf Spalten, in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinneren durch die Erdkruste z. T. bis auf deren Oberfläche emporgedrungen und haben dadurch wenigstens in ihren Wurzeln durchgreifende Lagerung erhalten. Durchgreifend gelagerte Gesteine durchsetzen andere Gebirgsglieder ganz unabhängig von deren Beschaffenheit, Schichtung und Struktur und behaupten innerhalb eines jeden derselben ihre allgemeinen Eigenschaften unverändert.

§ 9. **Lagerungsformen der massigen Gebirgsglieder.** Die oberflächlichen Ausbildungsformen der Eruptivgesteine haben ihre Wurzeln in der Erdkruste, welche sie als Gänge und Stöcke durchsetzen. An der Erdoberfläche angelangt, staut sich die Eruptivmasse entweder zu Kuppen auf oder breitet sich zu Decken und Strömen aus, welche bei wiederholten Eruptionen förmliche Deckensysteme oder von späteren Meeresniederschlägen bedeckte Lager bilden können.

---

*) A. v. Koenen. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. S. 187; 1884. S. 44. 1885. S. 53.

1) **Gänge** sind von Gestein angefüllte Spalten, demnach mehr oder weniger plattenförmige Gesteinsmassen, welche geschichtete sowohl, wie massige Felsarten unter den verschiedensten Winkeln durchsetzen, und sind demnach der Typus durchgreifender Lagerungsformen. Die Kontaktflächen

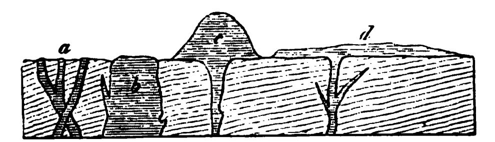
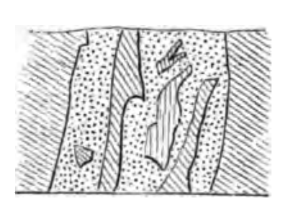


Fig. 116. *a* Gänge. *b* Stock. *c* Kuppe. *d* Decke.

zwischen Gangmasse und Nebengestein nennt man **Salbänder**. Die Gangmasse umfasst häufig losgerissene, zum Teil aus tieferen Niveaus emporgehobene Fragmente des Nebengesteines (siehe Fig. 117), und dringt auf der anderen Seite zwischen die Schichtungsflächen und Risse der letzteren und bildet dann seitliche Injektionen (Apophysen, Verzweigungen). Schon früher (S. 298) wurde auf die häufige Erscheinung aufmerksam gemacht, dass die Struktur des Ganggesteines in der Mitte seiner Mächtigkeit grobkörnig zu sein, in der Richtung nach dem Nebengesten feinkörnig zu werden pflegt und endlich in der Nähe der Salbänder, also auf den Abkühlungsflächen, sich ganz dicht, ja glasig zeigt. Die Gänge können bis zu mehreren


Fig. 117. **Profil in dem Stollen der Eisensteinsgrube Fröhliche Zusammenkunft bei Breitenbrunn** im Erzgebirge. Glimmerschiefer wird durch einen 2,3 m mächtigen Granitgang durchsetzt, welcher flach schollenförmige Fragmente des Nebengesteines umfasst.

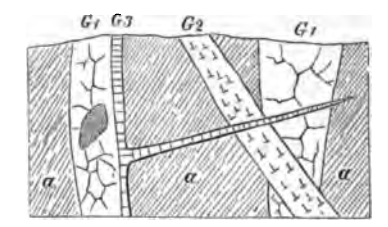


Fig. 118. Verschiedenalterige Granitgänge im Gneiß des Ilzthales im ostbayerischen Waldgebirge. Nach *Gümbel*.
a Gneiß. G^1 älteste Granitgänge, G^2 jüngerer Granitgang, G^3 jüngster Granitgang mit seitlicher Apophyse.

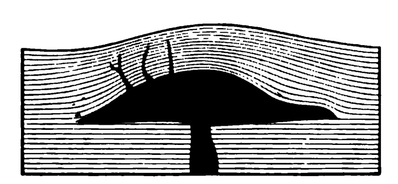
Hundert Metern Mächtigkeit und mehrere Meilen Längenerstreckung erreichen, erstere wechselt jedoch an verschiedenen Stellen ein und desselben Ganges, je nachdem sich Anschwellungen oder Verschmälerungen desselben einstellen.

Manche Distrikte sind reich an Gesteinsgängen; diese können dann entweder parallel laufen oder radial von einem Punkte ausstrahlen, wie bei Vulkanen, oder sich gegenseitig durchsetzen, wobei sie sich nicht selten verwerfen. In letzterem Falle ist der durchsetzende oder verwerfende Gang natürlich der jüngere (siehe Fig. 118).

2) Stöcke sind eruptive Gesteinsmassen von irregulärem Querschnitte und von oft bedeutenden Dimensionen, welche das Nebengestein mit durchgreifender Lagerung durchsetzen. Ihre Form ist äußerst verschieden; bald nähern sie sich der Gangform, sind also gewissermaßen als mächtige, aufgeblähte und kurze Gänge zu betrachten, bald ist ihre Anschwellung so bedeutend, dass ihr Horizontaldurchschnitt elliptische Gestalt erhält, bald ist letzterer mehr oder weniger kreisförmig, endlich sind ihre Konturen ganz unregelmäßig und ihre Dimensionen dann nicht selten enorm; in diesem Falle bezeichnet man sie als Massivs. Ähnlich wie von den Gängen laufen auch von den Stöcken sehr häufig Apophysen bis zu beträchtlicher Entfernung aus und nehmen dabei oft eine feinkörnigere oder eine porphyrische Struktur an. Die ausgezeichnetsten Beispiele solcher Stöcke liefert der Granit, wo er in größeren Eruptivmassen innerhalb des Gneißes, Glimmerschiefers, Phyllites und der paläozoischen Formationen auftritt.

Innerhalb der Granitstöcke beobachtet man nicht selten sehr beträchtliche Verschiedenheiten in der Struktur der Gesteinsmasse, indem sich bald feinkörnige, bald grobkörnige oder porphyrische Partieen einstellen, welche zwar gewöhnlich lager- oder gangförmige Gestalt besitzen, jedoch nicht scharf begrenzt, sondern durch Übergänge mit dem Hauptgestein verschmolzen sind. Man bezeichnet dieselben nach Reyer als Schlieren. Dieselben haben häufig eine konzentrische Anordnung und Lage innerhalb des Massivgranites, die mit dem Emporquellen des Granitmagmas in engem Zusammenhange steht.*) — An der Grenze mancher Granitstöcke gegen das Nebengestein oder gegen größere Gesteinsfragmente nimmt der Granit zuweilen eine außerordentlich grobkörnige (riesengranitische) Struktur an (Stockscheider von Geyer und Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge).

3) Lakkolithen hat Gilbert, Batholithen hat Sueß Eruptivmassen von brod-, linsen- oder glockenförmiger Gestalt genannt, welche zwischen ältere Schichtgesteine eingebettet und auf die Weise entstanden sind, dass sich infolge seitlichen Schubes Schichten von ihrer Unterlage ablösten und zu Hohlräumen emporstauten, in welche das empordringende Eruptivmagma eingepresst wurde und, ohne die Erdoberfläche zu erreichen, erkaltete. Dieselben haben die gewölbartig aufgetriebenen sie bedeckenden Schichten metamorphosiert und Apophysen in sie ausgesendet. Durch Denudation traten diese unterirdischen Eruptivmassen später zu Tage. Viele der sogen. Granitmassivs scheinen hierher zu gehören (Granitkerne).


Fig. 119. Ein Lakkolith

*) E. Reyer. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1878. S. 25. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1878. S. 81. — ebend. 1879. S. 1 u. S. 405. — ebend. 1880. S. 87.

4) **Kuppen** (Domvulkane) werden die isolierten kegel- oder glockenförmigen Aufstauungen eruptiven Gesteinsmateriales genannt, als deren jetzt verstopfte Eruptionskanäle sich Gänge und gangförmige Stöcke erweisen. Ihr Zusammenhang mit diesen, namentlich aber ihre Struktur (siehe S. 162 u. 164) unterscheidet sie von kuppenförmigen Resten teilweise durch Erosion vernichteter, ursprünglich weit ausgedehnter Decken und Ströme. Porphyr, Trachyt, Phonolith und Basalt bilden am häufigsten solche echten Kuppen (**Quellkuppen**).

5) **Ströme** nennt man in Erstarrung übergegangene, ursprünglich glutflüssige Gesteinsmassen, welche sich von ihrem Eruptionspunkte aus

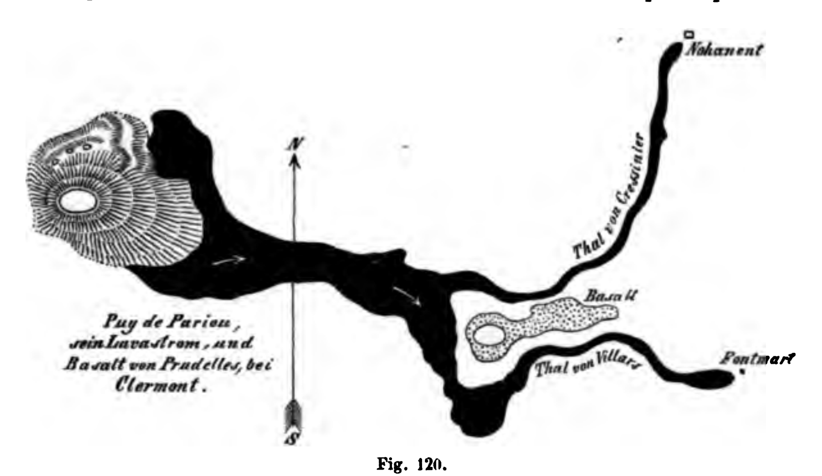


Fig. 120.

stromartig, d. h. mit sehr vorherrschenden Längendimensionen, abwärts ergossen haben. Auf steil geneigtem Untergrunde sind sie meist schmal und nur wenig mächtig (Fig. 120), während sie auf sich sanft abflachendem Terrain eine große Ausbreitung und Mächtigkeit gewinnen können (siehe S. 159 u. Fig. 31). Hierher gehören die Lavaströme der Jetztzeit, sowie die Basalt-, Trachyt-, Phonolith- und Melaphyrströme der Tertiär-, sowie der Permperiode.

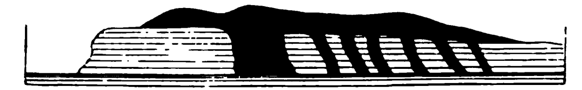


Fig. 121. Decke von Basalt, mit Basaltgängen zusammenhängend, bei Suinish Point auf Skye.

6) **Decken** sind Gesteinsergüsse, welche eine allseitige, beträchtliche Ausdehnung besitzen und andere Gesteine horizontal überlagern. Die Begrenzungsflächen dieser Decken, nämlich deren Ober- und Unterfläche, laufen im allgemeinen parallel, lassen jedoch häufig mehr oder weniger bedeutende Unebenheiten wahrnehmen, was namentlich an der Unterseite

der Fall sein muss, weil sich in deren Form notwendig alle Unregelmäßigkeiten der Auflagerungsfläche wiederholen. Sehr gewöhnlich hängen die Decken mit Gängen, also durch erstarrtes Gestein ausgefüllten Eruptionsspalten zusammen. Nicht selten folgen solche Decken in großer Anzahl aufeinander und bilden dann förmliche Deckensysteme (s. S. 163).

7) Lager von eruptivem Gesteine sind ursprünglich deckenförmige Ausbreitungen auf dem einstmaligen Meeresgrunde oder der früheren Erdoberfläche, welche durch fortgesetzte oder spätere Niederschläge des Ozeanes von sedimentären Schichten bedeckt wurden, also jetzt gleichförmig in die sedimentäre Schichtenreihe eingeschaltet erscheinen, aber ihrem Ursprunge nach ebenfalls an irgend einem Punkte mit einem Eruptionskanale in Verbindung stehen oder gestanden haben müssen. Sie sind stets älter, als die sie überlagernden sedimentären Schichten, welche deshalb oft aus dem von den Wellen zerkleinerten Materiale der einstmaligen Decke (dem jetzigen Lager) von Eruptivgestein bestehen. Sehr häufig sind sie mit zum Teil versteinerungsführenden Tuffeinlagerungen verknüpft und wechsellagern mit solchen. An den Störungen der Schichtensysteme haben sie natürlich in demselben Maße wie die sedimentären Schichten teilgenommen. Vorzugsweise sind es Diabas, Porphyr und Melaphyr, welche als Lager auftreten, und auf welche zurückzukommen sich in dem Abschnitte über Formationslehre genugsam Gelegenheit bieten wird.

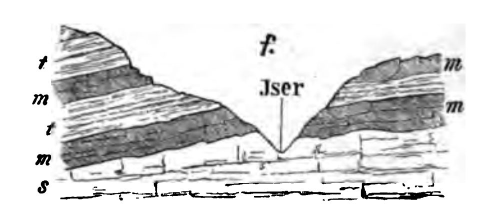


Fig. 122. Lager von Melaphyr (*m*) im Sandstein (*s*) und Schieferthon (*t*) des Rotliegenden bei Ober-Sitowa im Iserthal in Böhmen. Nach *Hochstetter*.

8) Lagergänge sind plattenförmige Massen von Eruptivgestein, welche entweder von einer großen gang- oder stockförmigen Eruptivmasse aus zwischen die Schichten des Nebengesteines eingepresst wurden, oder dadurch entstanden sind, dass auf einer Spalte, welche nicht ganz bis zur Erdoberfläche reichte, glutflüssiges Material empordrang und von hier aus einer besonders deutlich ausgesprochenen Schichtungskluft bis zu Tage folgte und somit nur eine modifizierte Gangform repräsentiert. Ein Lagergang ist demnach stets jünger, als sein hangendes Nebengestein, von welchem er nicht selten Fragmente einschließt, und in welches er auch Injektionen aussendet.

In Strömen, Decken und Lagern offenbart sich oft eine deutliche Fluktuationsstruktur, indem namentlich die größeren porphyrischen Gemengteile eine der Stromrichtung parallele Lage angenommen haben oder indem sich schlierenartige Differenzierungen in der Gesteinsmasse einstellen.

9) Auswürflinge. Durch die bei Eruptionen stattfindenden Explosionen der mit der glutflüssigen Masse empordringenden Gase und Dämpfe wird diese zu vulkanischer Asche zerstäubt oder in Gestalt von Lapillis, Bomben und zum Teil metergroßen Auswürflingen aus dem Eruptionskanale in die Höhe geschleudert (s. S. 156). Auf die Erdoberfläche zurückfallend, häufen sie sich entweder um den letzteren zu einem Schichtvulkan an, oder geraten in die nahen Gewässer, von welchen sie zu horizontalen Lagen ausgebreitet, oft mit echten Sedimenten untermischt, im Laufe der Zeit teilweise zersetzt und dadurch zu Tuffen werden (s. S. 125). Diese sind nicht ausschließlich das Produkt der jüngsten vulkanischen Thätigkeit, sie spielen vielmehr bereits seit den paläozoischen Perioden eine wichtige Rolle in vielen Formationen, in welchen sie als normal zwischengelagerte Glieder auftreten (z. B. Diabastuffe im Silur, Devon und Kulm, — Porphyrtuffe im Rotliegenden (s. S. 301)).

Alle diese Lagerungsformen der eruptiven Gesteine werden bei Besprechung der vulkanischen Ereignisse, wie sie sich im Verlaufe der einzelnen geologischen Perioden bethätigt haben, ihre Erläuterung durch Beispiele und Profile finden.

§ 10. **Die Strukturformen der massigen Gesteine** sind die Resultate der bei eintretender Abkühlung und Festwerdung der glutflüssigen Gesteinsmasse erfolgenden Kontraktion. Aus letzterer gingen innere Zerklüftungen des Gesteines und aus diesen mehr oder weniger regelmäßig gestaltete Gesteinskörper hervor. Diese Absonderungsformen sind entweder unregelmäßig polyedrisch oder säulenförmig oder plattenförmig (s. S. 164).

Bei unregelmäßig polyedrischer Absonderung durchschneiden die Zerklüftungsflächen das Gestein nach verschiedenen, ganz unbestimmten Richtungen, wodurch regellos gestaltete, von ebenen Flächen umschlossene, scharfkantige Gesteinsstücke entstehen. Die Strukturform gehört zu den häufigsten Erscheinungen und ist bei fast allen Graniten, Porphyren und Diabasen anzutreffen.

Zerfällt das Gestein in lauter mehr oder weniger langgestreckte prismatische Körper, welche dicht, wie Bienenwaben, nebeneinander stehen, so nennt man es säulenförmig abgesondert. Die Gesteinssäulen sind gewöhnlich fünf- oder sechsseitig, ihre Seitenflächen sind meist ebenflächig und glatt. Die Winkel, unter denen sie zusammenstoßen, sind vollständig unbestimmt. Der Durchmesser der Säulen beträgt wenige Centimeter bis 5, 6 oder 7 m, ihre Länge bis über 100 m. Gewöhnlich sind sie gerade, seltener bogenförmig gekrümmt. Am häufigsten und schönsten ausgebildet zeigt sich die säulenförmige Absonderung am Basalte, nächstdem bei Porphyren, selten bei Diorit und Melaphyr. Zuweilen stellt sich eine Quergliederung der Säulen des Basaltes ein, der zufolge sie in lauter einzelne aufeinander stehende Stücke geteilt werden. Die Trennungsflächen dieser

Glieder sind entweder ebenflächig und setzen in größeren oder kleineren Zwischenräumen rechtwinkelig durch die Säulen hindurch (Fig. 123*A*), oder sie haben einerseits eine konkave, andererseits eine konvexe Endfläche und sind so aufeinander gesetzt, dass die gewölbten Enden des einen Gliedes in die Endvertiefungen des nächsten hineinpassen (Fig. 123*B*). Seltener ist die in Fig. 123*C* wiedergegebene Absonderungsform, der zufolge

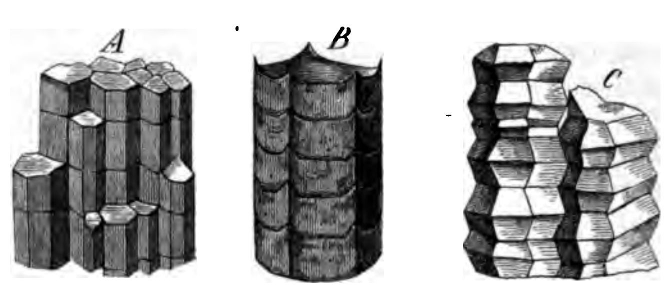


Fig. 123. Gegliederte Basaltsäulen.

die Basaltsäulen aus lauter abgestumpften Doppelpyramiden aufgebaut zu sein scheinen (Casseler Ley bei Bonn), welche an anderen Lokalitäten (Käsegrotte in der Eifel) die Gestalt zusammengepresster Ellipsoide annehmen.

Bei sämtlichen Lagerungsformen der Eruptivgesteine, und zwar vorzugsweise der Basalte, Trachyte, Porphyre und Melaphyre kann sich säulenförmige Absonderung einstellen, welche dann rechtwinkelig auf die Abkühlungsflächen der Gesteine gerichtet ist. Deshalb stehen die Säulen bei Decken, Strömen und horizontalen Lagern vertikal, bei Kuppen rechtwinkelig auf der Oberfläche oder dem Untergrunde derselben, bei Gängen rechtwinkelig auf deren Salbändern.

Bei plattenförmiger Struktur ist das Eruptivgestein in lauter tafel- oder bankartige Parallelmassen abgesondert. Man begegnet dieser Strukturform ziemlich oft beim Granit, der sich dann in sehr mächtige, meist flach liegende Bänke gliedert, sowie beim Porphyr, viel ausgezeichneter jedoch beim Basalt und namentlich beim Phonolith. Die Abhängigkeit ihres Verlaufes von der äußeren Gestalt gewisser Eruptivmassen tritt vorzugsweise bei phonolithischen Kuppen hervor, welche ein System von konzentrisch übereinander gestülpten Schalen repräsentieren, die allseitig von der Achse des Berges abfallen (siehe S. 164). Decken, Ströme, sowie Gänge zeigen zuweilen ebenfalls plattenförmige Absonderung: auch hier pflegen die Platten den Gesteinsgrenzen, also in ersterem Falle der Tagesoberfläche, bei Gängen den Salbändern parallel zu liegen.

Kugelige Absonderung ist zahlreichen und verschiedenartigen Eruptivgesteinen eigen, tritt jedoch in vielen Fällen erst bei Beginn der Verwitterung hervor. Dann erscheint das Gestein aus lauter zum Teil meter-

großen Kugeln zusammengesetzt, welche in konzentrisch-schalige Lagen abgesondert sind. Besonders bei Diabasen, Basalten und Trachyten, aber auch bei Porphyr und Granit ist diese Strukturform ausgeprägt.

c) Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

A. v. Groddeck. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879.

B. v. Cotta. Die Lehre von den Erzlagerstätten. II. Aufl. Freiberg 1859; und: die Erzlagerstätten Europas. Freiberg 1861.

§ 11. **Wesen und Entstehung der Mineralgänge.** Mineralgänge sind durch successive Absätze aus Mineralsolutionen völlig oder teilweise ausgefüllte Gebirgsspalten (gewissermaßen durch Mineralsekretion geheilte Gesteinsbrüche), während wir unter Gesteinsgängen vom Erdinneren aus mit glutflüssiger Masse injizierte, also aus einem Akte des Festwerdens hervorgegangene Gesteinsplatten verstanden. Wie alle Spalten, sind auch diejenigen, welche zur Bildung von Mineralgängen Veranlassung gaben, durch Berstung von in Faltung begriffenen Schichtenkomplexen oder von die letzteren durchsetzenden Eruptivgesteinen infolge seitlichen gebirgsbildenden Schubes, — in einzelnen Fällen aber auch durch Verringerung des ursprünglichen Volumens eines eruptiven Gebirgsgliedes infolge seiner Abkühlung entstanden. Sehr deutlich tritt die letzterwähnte Entstehungsweise in dem durch Fig. 124 wiedergegebenen Beispiele hervor. In einem Tagebau

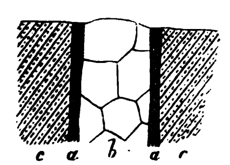


Fig. 124. Gänge von Brauneisenstein *a*, im Kontakte eines Grünsteinganges *b* u. Schwefelkies führender Talkschiefer *c*. Haile Mine in Süd-Carolina. (*H. Crd.*)

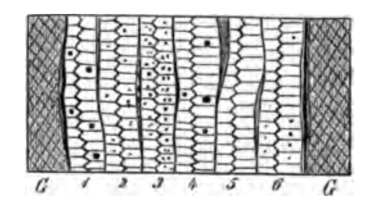


Fig. 125. Kombinierter Quarzgang bei Redruth in Cornwall (Wheal-Cathedral-Grube). *G* Granit als Nebengestein. 1 Quarz mit wenig Flussspat. 2. Quarz mit wenig Kupferkies. 3. Quarz mit viel Kupferkies. 4. Quarz mit wenig Flussspat. 5. Reiner Quarz. 6. Quarz mit wenig Kupferkies.

der Haile Mine in Süd-Carolina durchsetzt ein 1,3 m mächtiger Grünsteingang *b* eine Schichtenreihe von talkigen Quarzschiefern *c*, welche von goldhaltigem Schwefelkies imprägniert sind. Auf jeder Seite dieses Grünsteinganges, also auf seinen Kontaktflächen mit den Talkschiefern, ist ein 10 bis 15 cm mächtiger Gang von dichtem Brauneisenerz (*a*) zur Ausbildung gelangt. Es ist augenscheinlich, dass die Spalten, in denen letztere von statten ging, durch Volumenverringerung infolge der Abkühlung des anfänglich glutflüssigen Eruptivgesteins entstanden und später durch die Zersetzungsprodukte des die Talkschiefer imprägnierenden Schwefelkieses ausgefüllt wurden.

Nicht immer sind die Spaltenräume der Gänge durch einen einzigen Zerreißungsakt entstanden, sondern sind ursprünglich schmale Klüfte gewesen, die sich allmählich erweitert haben, ja früher gebildete und gangartig ausgefüllte Spalten haben wiederholte spätere Aufreißungen erlitten, — eine ganz natürliche Erscheinung, wenn man berücksichtigt, dass die Stauchung und Faltung, durch welche solche Gangspalten entstanden, keine einmalige instantane, sondern eine langandauernde und wiederholte war, wodurch immer von neuem gegenseitige Verschiebungen der Spaltenflächen bedingt wurden. Waren die Spalten bereits durch Gangmasse verkittet, so erfolgte jedesmal eine Auseinanderreißung des Ganges, eine allmähliche Ausfüllung der neuen Kluft durch Gangmineralien und so eine fortgesetzte Erweiterung des Gesamtganges. Eine ausgezeichnete Illustration dieser Vorgänge liefert das in Fig. 125 wiedergegebene Gangprofil aus dem Zinnerzdistrikt von Cornwall. Der hier abgebildete Quarzgang ist eine Kombination von sechs verschiedenalterigen Quarzgängen, die durch Wiederaufreißung der alten Spalte jedesmal auf der Kontaktfläche des vorhandenen Ganges und des Nebengesteines zur Ausbildung gelangten. Daher die zonenweise nach der Mitte zu gerichteten Quarzkrystalle und daher die ungleiche Mineralführung der sechs Bänder.

Die Minerallösungen, aus denen sich die Ausfüllungsmasse der Mineralgänge allmählich krystallinisch ausschied, stammen wohl meist von der Auslaugung des Nebengesteines durch in diesem zirkulierende, ursprünglich atmosphärische Wasser her, welche sich in die Spalten zogen (siehe S. 221). Infolge von chemischen Reaktionen der sich in den Spalten mengenden verschiedenartigen Solutionen oder von Verdunstung des Wassers und der die Lösbarkeit vieler Körper vermittelnden Kohlensäure, endlich infolge des Zuflusses schwefelwasserstoffhaltiger Tagewasser trat eine krystallinische Ausscheidung der gelösten Mineralsubstanzen und somit eine allmähliche gänzliche oder teilweise Ausfüllung des Spaltenraumes ein. Deshalb sind die dem Nebengesteine benachbarten Partieen der Mineralgänge zuerst, die mittleren Zonen zuletzt, sowie die Gangmineralien sehr häufig in der Grenzfläche des Ganges parallelen, sich auf jeder Seite in gleicher Ordnung wiederholenden Bändern abgesetzt worden, und eben deshalb sind in der Regel die Krystallspitzen gegen die Gangmitte gerichtet. Fand nur eine teilweise Ausfüllung der Spalte statt, so ist gewöhnlich in der zentralen Gangzone ein Raum von verschiedener Länge und Breite offen geblieben, dessen Wandungen von Krystallen ausgekleidet sind. Es sind dies die Gangdrusen oder Drusenräume, welche zuweilen (so zu Andreasberg und Joachimsthal) 10 und mehr Meter im Streichen und Fallen erreichen.

§ 12. **Material und Struktur der Mineralgänge.** Die Ausfüllung einer Gangspalte ist entweder nur von einer einzigen Mineralart oder von einer Vergesellschaftung mehrerer, oft zahlreicher Mineralspezies bewirkt

worden. Je nachdem nun unter den gangbildenden Mineralien ein metallführendes, also ein Erz, eine nutzbare Rolle spielt oder nicht, hat man von rein bergmännischem Standpunkte aus die Mineralgänge in taube und erzführende (Erzgänge) eingeteilt.

Taube Mineralgänge werden meist von Quarz, Kalkspat, Schwerspat oder Flussspat zusammengesetzt, die entweder jeder für sich oder aber sämtlich oder teilweise vergesellschaftet vorkommen, außerdem häufig losgebrochene Fragmente des Nebengesteines umschließen. Zugleich aber sind diese Mineralien die meist vorwaltenden Begleiter der auf Gängen auftretenden Erze, welche ihrer Masse nach oft außerordentlich hinter den tauben Gangmineralien zurückstehen, ja als edle Metalle oft nur in kaum sichtbar feinen Körnchen in diese eingesprengt sind. Obwohl schon die Anzahl der bei der Gangbildung selbst zur Ausscheidung gelangten metallführenden Mineralien eine außerordentlich große ist, wird die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Gangmasse noch vermehrt durch die Herausbildung zahlreicher sekundärer Metallsalze, die aus der Zersetzung der ursprünglichen Erze hervorgehen, sowie durch das Auftreten vieler in mineralogischer Beziehung interessanter Haloide und Geolithe (wie Apophyllit, Harmotom, Desmin, Prehnit, Topas, Apatit, Gyps u. s. w.).

Die Art und Weise, wie die die Gangspalten ausfüllenden Mineralien verwachsen und angeordnet sind, bezeichnet man als die **Struktur** der Mineralgänge. Als solche Strukturformen sind hervorzuheben:

1) die massige Gangstruktur; die Gangmineralien lassen keine Regelmäßigkeit der Anordnung erkennen, sie sind wirr zu körnigen oder dicht erscheinenden Aggregaten verwachsen. Sie zeigt sich sehr gewöhnlich z. B. bei Schwefelkies-, Brauneisenstein- und Kalkspatgängen, ferner bei Gängen, die aus körnigen Aggregaten von z. B. Quarz, Kalkspat, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies bestehen.

(2 Die eingesprengte Gangstruktur; in einer gleichmäßig dichten oder körnigen Gangmasse von ein oder mehreren Mineralien sind feine Körner, Blätter oder Krystalle eines anderen, meistenteils eines Erzes eingewachsen; so z. B. das Gold in den Quarzgängen Californiens.

3) Die symmetrisch-lagenförmige Gangstruktur (bandartig); die einzelnen Gangmineralien oder Aggregate mehrerer derselben bilden verschiedenartige Lagen, die den Salbändern parallel laufen und sich von diesen aus nach der Mitte zu in gleicher Weise wiederholen, also eine symmetrische Anordnung besitzen. Diese Struktur ist auf den Erzgängen von Clausthal, Andreasberg und Freiberg sehr häufig, ist jedoch auch im übrigen nicht selten. So zeigt umstehendes, dem westhannoverschen Flachlande entnommenes Beispiel (Fig. 126) einen in kretaceischen Schieferthonen aufsetzenden Gang, an dessen beiderseitigen Salbändern sich zuerst eine Lage von lettigem Asphalt (*b*), darauf eine solche von radial-strahligem

Schwefelkies, auf dieser eine von stengeligem Kalkspat abgesetzt hat, deren einzelne Individuen alle nach innen zu angeschossen sind, und deshalb rhomboëdrische Endflächen tragen. Schließlich ist die zentrale Zone von pechschwarzem, stark glänzendem Asphalt ausgefüllt worden.

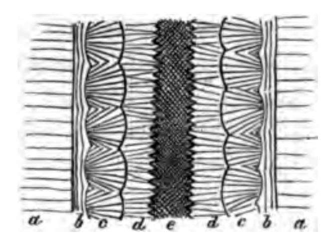


Fig 126. Asphaltgang im Gault von Bentheim. Nach *Heinr. Crd.*
a Schieferthon des Gault; *b* lettiger Asphalt; *c* radialstrahliger Schwefelkies; *d* blätterig stengeliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen; *e* reiner Asphalt.

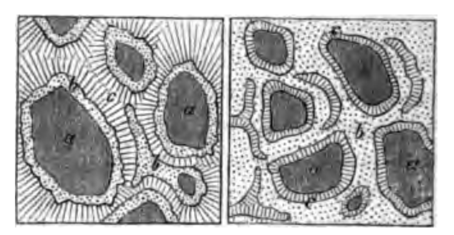


Fig. 127. Ringelerze aus den Clausthaler Gruben Dorothea und Ring und Silberschnur.
a Bruchstücke des Nebengesteines. *b* Bleiglanz. *c* Quarz. Nach *v. Groddeck.*

4) Die konzentrisch-lagenförmige Gangstruktur (kokardenartig); Bruchstücke des Nebengesteines sind von lauter konzentrischen Lagen verschiedenartiger Gangmineralien umgeben. Schließlich sind auch die übrigbleibenden Zwischenräume von einem Gangminerale ausgefüllt. Solche sog. Ringelerze sind z. B. durch verschiedene Gruben des Clausthaler Erzdistriktes aufgeschlossen worden (siehe Fig. 127).

5) Die breccienartige Gangstruktur; Bruchstücke des Nebengesteines werden von Gangmasse umschlossen; — ist diese, was verhältnismäßig nur selten ist, in konzentrische Lagen gesondert, so entsteht die eben erwähnte konzentrisch-lagenförmige Struktur.

6) Die drusige Gangstruktur; unregelmäßige Hohlräume, deren Wände von hervorragenden Krystallenden gebildet werden, durchziehen die Gangmasse und zwar meist in den zentralen Zonen symmetrisch-lagenförmiger Gänge, als letzte Reste der durch beiderseitiges Ankrystallisieren ausgefüllten Gangspalten.

Eine **Systematik** der Mineralgänge nach ihrer Zusammensetzung ist unthunlich, weil einerseits sehr verschiedenartige und zahlreiche Erze und Gangmineralien in einem Gange vergesellschaftet vorkommen, bei dessen Benennung das in bergmännischer Beziehung wichtigste, geologisch vielleicht weniger wesentliche Mineral den Ausschlag geben musste, andererseits ändern gewisse Gänge ihre Mineral- (und namentlich Erz-) Führung in gewisser Teufe vollkommen, und schließlich ist eine allgemein gültige gesetzmäßige Vergesellschaftung der Gangmineralien zu gewissen Gruppen nicht nachweisbar. Nur auf räumlich beschränkten Gebieten, also in einzelnen Erzdistrikten, finden gewisse Regeln des Zusammenvorkommens der Gangmineralien ihren Ausdruck, so dass man hier von ganz bestimmten

Mineralkombinationen oder sogenannten Gangformationen sprechen kann. So zeigt sich z. B. zwischen den Andreasberger Erzgängen (siehe sub: Silurische Formation) und den benachbarten von Clausthal (siehe sub: Karbonische Formation) mit Bezug auf Nebengestein, Mächtigkeit und Ausdehnung, namentlich aber in den dort vorkommenden Gangmineralien, vorzüglich Erzen, eine so durchgreifende Verschiedenheit, dass man im Gegensatze zu der Clausthaler von einer Andreasberger Gangformation sprechen darf. In anderen Erzdistrikten treten Gänge von durchaus verschiedenartiger mineralischer und struktureller Beschaffenheit, also verschiedene Gangformationen in direkter Vergesellschaftung auf; so in dem von Freiberg (siehe sub Archäische Formationen).

In diesem Lehrbuche sind die Mineralgänge als integrierende Teile derjenigen Formationen, in denen sie aufsetzen, aufgefasst und bei deren Beschreibung mit inbegriffen worden, — sind sie doch durch ihr Nebengestein, und die von ihnen umschlossenen Nebengesteinsbruchstücke, sowie durch die Abstammung ihrer Mineralausfüllung auf das innigste mit den einzelnen Formationen der Erdkruste, — durch die Entstehung ihrer Spalten, durch die wiederholte Aufreißung derselben, durch Verwerfungen, die sie erlitten oder bewirkt haben, auf das untrennbarste mit der Geschichte jeder Formation und der von dieser gebildeten Territorien verwachsen. Die wichtigsten und lehrreichsten Mineralgangvorkommen werden deshalb in den Kapiteln über Formationslehre etwas eingehendere Erwähnung finden.

§ 13. **Tektonisches Verhältnis der Mineralgänge zu ihrem Nebengesteine.** Als Ausfüllungen von Spalten besitzen die Mineralgänge durchgreifende Lagerung. Das Gestein, in welchem ein Mineralgang aufsetzt, heißt sein Nebengestein. Von diesem ist die Gangmasse entweder bloß durch eine Ablösungskluft, das Salband, oder eine sehr schmale Thonlage, den Besteg getrennt, kann aber auch mit demselben fest verbunden, angewachsen sein. Die Salbänder sind zum Teil rauh und uneben, zum Teil bilden sie glatte, bisweilen selbst spiegelige Flächen, welche oftmals in der Richtung des Fallens des Ganges, mitunter auch schräg oder horizontal gestreift und gefurcht sind (Harnisch, Spiegel), eine Erscheinung, deren Ursprung in Senkungen und Rutschungen, bei horizontaler Streifung durch seitliche Bewegungen der durch die Spalten außer Zusammenhang gesetzten Gesteinsmassen zu suchen ist (s. S. 344 u. 346).

Wie bei anderen Gebirgsgliedern unterscheidet man auch bei Mineralgängen Hangendes und Liegendes, Streichen, Fallen und Mächtigkeit, Begriffe, welche bereits früher ihre Besprechung erfahren haben.

Die Andauer der Mineralgänge im Streichen ist eine sehr verschiedene, von kurzen Schnürchen, welche die Gesteine durchziehen, bis zu meilenweit sich erstreckenden Gängen sind alle Längendimensionen ver-

treten. Ebenso kann ihre Streichungsrichtung bald geradlinig, bald bogen- oder hakenförmig sein, und gleichem Wechsel ist der Fallwinkel unterworfen. Nach der Größe des letzteren unterscheidet man wohl schwebende Gänge mit einem Fallwinkel von 0 bis 15°, flache Gänge mit einem solchen von 15 bis 45°, tonnlägige Gänge mit einem solchen von 45 bis 75°, steile Gänge von 75 bis 90° und endlich saigere Gänge von 90° Fallen.

Auch mit Bezug auf die Mächtigkeit herrscht bei den Mineralgängen die größte Verschiedenheit, so dass sie sich zwischen papierdünnen Klüftchen (Tellurklüfte von Offenbanya in Siebenbürgen) und stellenweise 50 bis 60 m mächtigen Gängen (Bleiglanzgänge von Clausthal im Oberharz) bewegen. An einem und demselben Mineralgange wechselt die Mächtigkeit sowohl im Streichen als auch im Fallen (er verdrückt sich und thut sich wieder auf), nimmt zum Teil nach der Tiefe zu, zum Teil aber auch ab, steht bald in geradem, bald in umgekehrtem Verhältnisse zur Erzführung, so dass sich diese mit dem Mächtigerwerden des Ganges bald vermehrt, bald vermindert, — lauter Erscheinungen, welche zwar in bestimmten Gangdistrikten einer gewissen Gesetzmäßigkeit unterworfen sind, aber keine Verallgemeinerung gestatten.

Häufig teilen sich die Mineralgänge in ihrer Streichungs- oder Fallrichtung in mehrere größere Äste, sie gabeln sich, oder in zahlreiche schmale Trümer, sie zerschlagen oder zertrümern sich, um sich dann entweder allmählich im Nebengesteine zu verlieren (siehe Fig. 128) oder sich wieder zusammenzuscharen. Nicht selten trennen sich Trümer an irgend einer Stelle vom Hauptgange, ziehen sich in das Hangende oder Liegende und keilen sich hier entweder aus (als hangende oder liegende Trümer) oder legen zich wieder an den Hauptgang an (als Bogentrümer) oder laufen endlich nach einem benachbarten Gange, um sich mit diesem zu vereinen (Diagonaltrümer).

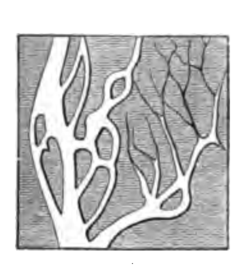


Fig. 128. Zertrümerung des Andreaskreuzer Ganges bei St. Andreasberg im Harze. (*H. Crd.*)

Wie bereits aus der Glättung und Streifung der Gangwände hervorgeht, sind in vielen Fällen durch die Gangspalten z. T. sehr beträchtliche Verwerfungen bedingt worden, so im Clausthaler Distrikte, wo z. B. bei Bockswiese das Liegende eines der dortigen Erzgänge vom Devon, dessen Hangendes aber vom Kulm gebildet wird, so dass hier eine Verwerfung der Schichten um fast 300 m stattgefunden haben muss. Derartige mit Verwerfungen verknüpfte Gänge bestehen oft zum großen Teile aus Bruchstücken und Zermalmungsprodukten des Nebengesteines, welche durch die mit der

Verschiebung verbundene Zertrümmerung der Schichtenenden erzeugt worden sind (z. B. der Gangthonschiefer von Clausthal).

§ 14. **Verhältnis mehrerer Gänge zu einander.** Ein Mineralgang tritt selten für sich allein, vielmehr meistens mit anderen vergesellschaftet auf. Diese ziehen sich dann in größerer oder geringerer Parallelität oft weit nebeneinander her; eine solche zonenweise Gangvergesellschaftung wird als Gangzug bezeichnet. Vereinigen sich zwei dieser Gänge, so scharen sie sich, legt sich der eine an einen anderen an, so wird er von diesem geschleppt, durchschneiden sie sich gegenseitig, so durchsetzen sie einander und bilden ein Gangkreuz.

Verwerfungen eines Mineralganges entstehen dadurch, dass dieser im Verein mit seinem Nebengesteine von einer Spalte durchsetzt wird. Die auf solche Weise getrennten Gebirgs- und Gangflügel können unabhängig voneinander von einer Bewegung betroffen werden, wodurch die getrennten Gangenden gegeneinander verrückt, also verworfen werden. Meist hat ein Abwärtsrutschen, eine Senkung des Hangenden auf dem Liegenden stattgefunden. Die verwerfende Spalte kann zugleich die Veranlassung zur Bildung eines jüngeren Mineralganges, des sogenannten Verwerfers geben. In diesem Falle erhält die Ausfüllungsmasse des Verwerfers gewöhnlich einen anderen mineralischen Charakter, als ihn der verworfene Gang besitzt. Das durch Fig. 129 wiedergegebene Beispiel ist dem Zinnerzdistrikte von Cornwall entnommen. Von den hier dargestellten Gängen sind die beiden mit 1 bezeichneten die ältesten, denn sie werden von allen übrigen durchsetzt und zum Teil verworfen. Dem Alter nach folgt ihnen der Zinnerzgang 2, welcher die Gänge 1 durchsetzt, dahingegen im Verein mit diesen vom Zinnerzgang 3 verworfen wird. Noch jünger als 1, 2 und 3 sind die beiden Kupfererzgänge 4, denn sie verwerfen die sämtlichen übrigen.

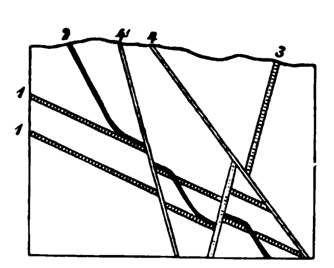


Fig. 129. Gangverwerfungen in der Peever-Grube in Cornwall. 1, 2, 3 verschiedenalterige, sich verwerfende Zinnerzgänge, 4 noch jüngere Kupfererzgänge.

Zu der Gruppe der Verwerfungen gehören die in vielen Gangdistrikten nicht seltenen Verschiebungen, welche dadurch entstehen, dass bereits gefaltete oder aufgerichtete Gebirgsschichten nebst den in ihnen aufsetzenden fertigen Gängen durch fortdauernden seitlichen Druck zerrissen und auf den so erzeugten, sich oft in geringer Entfernung von einander wiederholenden Kluftflächen jedesmal um etwas verschoben werden (Fig, 130 *c*). Hierbei sind nicht selten die Enden der Gangstücken im Sinne der Fortbewegung umgebogen und schweifartig ausgezogen worden.*)

*) G. Köhler. Die Störungen der Gänge. Leipzig. 1886. S. 25.

Neben den eigentlichen Verwerfungen eines Ganges durch einen anderen oder durch eine Spalte kommen den Verwerfungen ähnliche Störungen in dem Verlaufe der Mineralgänge vor, die dadurch zu erklären sind, dass Gangspalten bei ihrem Entstehen auf steile, flache oder entgegengesetzt einfallende Ablösungsflächen oder Klüfte trafen, diesen als Flächen des geringsten Widerstandes eine Strecke weit folgten und dann in ihrer ursprünglichen Richtung weiter in die Höhe fortsetzten. Derartige **Gangauslenkungen** sind hiernach nicht die Folgen von Verrückungen der fertigen Mineralgänge auf später entstehenden Klüften, sondern Ablenkungen

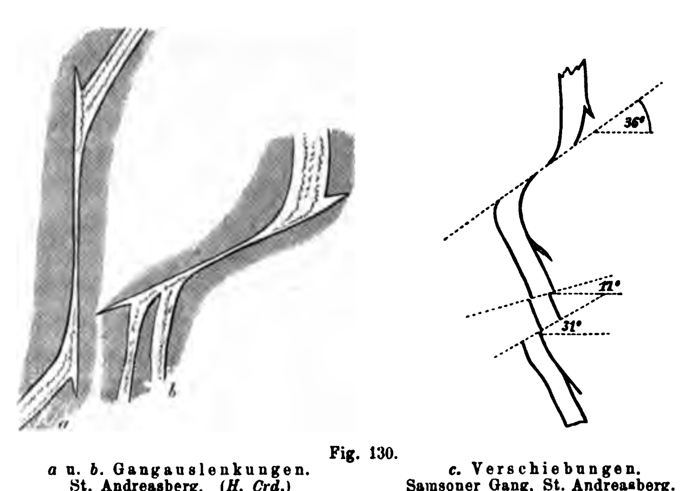


Fig. 130.

a u. *b*. Gangauslenkungen. St. Andreasberg. (*H. Crd.*)

c. Verschiebungen. Samsoner Gang, St. Andreasberg. (*O. Köhler.*)

von ihrer Hauptrichtung bei dem Entstehen ihrer Spalten auf bereits vorhandenen Diskontinuitäten. Auf diese Weise erklärt sich die gegenseitige Verwerfung, die gleiche Ausfüllung und die völlige Verschmelzung der Ausfüllung zweier sich verwerfender, also anscheinend verschiedenalteriger Gänge, sowie die Erscheinung, dass sich die getrennten Flügel eines Mineralganges schmitzenartig an eine Verrückungsspalte anlehnen und mit dieser eine Strecke weit schleppen (Fig. 130*a*), und endlich, dass sich der eine Gangflügel in der Nähe einer Spalte vielfach zertrümert, während der andere nur ein Gangstück bildet (Fig. 130 *b*). Solche Gangauslenkungen sind namentlich aus den Gangdistrikten von Andreasberg, Przibram, Nagyag und Clausthal bekannt geworden.

Sechster Abschnitt.

Historische Geologie.

---

a. Einleitendes.

Allgemeine paläontologische Litteratur.

A. Goldfuß. Petrefacta Germaniae. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefakten Deutschlands und der angrenzenden Länder. Düsseldorf 1826 bis 1844.

F. A. Quenstedt. Petrefaktenkunde Deutschlands. Cephalopoden. Tübingen 1845 bis 1849. Brachiopoden 1869. Echinodermen 1873. Spongien 1878. Korallen 1878. Gasteropoden 1881—84.

F. A. Quenstedt. Handbuch der Petrefaktenkunde. 3. Aufl. Tübingen 1885.

W. P. Schimper. Traité de Paléontologie végétale, ou histoire natur. des plantes fossiles. Paris 1869 bis 1872.

K. A. Zittel. Aus der Urzeit. 2. Aufl. München 1875.

K. A. Zittel. Handbuch der Paläontologie. München, seit 1876 im Erscheinen.

H. A. Nicholson. A Manual of Palaentology. 2. ed. London und Edinburgh 1879.

H. G. Bronn u. F. Römer. Lethaea geognostica. 3. Aufl. Stuttgart 1851—56. 4. Aufl. von F. Römer. Lethaea palaeozoica 1880 und 1883.

R. Hoernes. Elemente der Paläontologie. Leipzig 1883.

G. v. Saporta. Die Pflanzenwelt vor dem Erscheinen des Menschen. Deutsch von C. Vogt. Braunschweig 1881.

M. B. Renault. Cours de Botanique fossile. Paris 1881—83.

W. Dunker und K. Zittel (bis 1868 W. Dunker und H. v. Meyer). Palaeontographica. (Zeitschrift für Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt.) Kassel, seit 1846.

W. Dames u. E. Kayser. Paläontologische Abhandlungen. Berlin, seit 1882.

E. v. Mojsisovics und M. Neumayr. Beiträge z. Paläontologie Österreich-Ungarns; seit 1880.

§ 1. **Die Aufgabe der historischen Geologie** ist die Erforschung der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner; sie erblickt ihr Endziel darin, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen.

Die jeweilige Erscheinungsweise unseres Planeten ist das Gesamtresultat aller früheren Einzelvorgänge auf demselben, — deshalb nimmt

die Mannigfaltigkeit in der Gliederung der Erdoberfläche zu, je länger sich die verschiedenartigen Einwirkungen auf diese letztere bethätigen konnten. Zugleich aber eröffnet diese allmähliche Summierung der Einzelvorgänge und ihrer Resultate bis dahin schlummernden Naturkräften ein Feld für ihre Thätigkeit und bringt dadurch größere Mannigfaltigkeit in die umgestaltenden Ursachen.

Um sich dieses Entwickelungsgesetz an einem Beispiele zu vergegenwärtigen, stelle man sich einen weiten Ozean vor. Ein Teil seines Grundes wird über den Meeresspiegel gehoben: es erfolgt eine Scheidung von Land und Wasser. Ein Strich des neu gewonnenen Festlandes wird zur Gebirgsmasse emporgestaut und die Erdoberfläche in Gebirge, Ebene und Meer gegliedert. Die bis dahin stagnierenden Wasser bahnen sich Wege nach der See: es entstehen Flusssysteme, — sie erhalten zugleich Gelegenheit zur Ausübung ihrer thalbildenden und modellierenden Thätigkeit: zu dem früheren Landschaftsbilde gesellen sich Schluchten und Thäler, abgerundete Bergrücken und steile Felsgrate. Auf ihrem Wege nach der Tiefe führen die fließenden Gewässer Gesteinsmaterial mit sich fort, schwemmen es nach den Mündungen der Ströme und bilden dort Deltas, und endlich bedeckt sich der nackte Felsgrund unter dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien mit Geröll, Grus und Erde, — kurz, durch Summierung einander bedingender Einzelvorgänge ward der ebene Meeresgrund zu einer abwechselungsreichen Landschaft.

Weit größer aber als in dem gewählten Beispiele ist die Mannigfaltigkeit der Vorgänge, deren Gesamtheit man als den Entwickelungsprozess unseres Planeten bezeichnet. Die glutflüssige Erde bedeckt sich mit einer Erstarrungskruste; auf dieser kondensiert sich das Wasser, welches bis dahin in Dampfform die Atmosphäre angefüllt hatte, und beginnt seine chemische zersetzende und auflösende Thätigkeit auf den Felsgrund auszuüben. Durch Einbrüche, Wölbungen und Faltungen entstehen auf der Oberfläche der sich kontrahierenden Erde Kontinente und Gebirge, und erst jetzt ist das Wasser im stande, eine mechanische Einwirkung geltend zu machen; unter seinem Kreislaufe gliedert sich das Festland, während seine Niederschläge neue Gesteinsschichten bilden. Unterbrochen wird die Gleichförmigkeit dieser Vorgänge einerseits durch Niveauveränderungen und fortgesetzte Faltungen einzelner Teile der Erdkruste, andererseits durch vulkanische Eruptionen, welche nicht nur eine stete Umgestaltung der horizontalen und vertikalen Konturen des Festlandes, sondern auch eine Vermehrung des Gesteinsmateriales auf der Erdoberfläche im Gefolge haben. Inzwischen hat sich die Erde mehr und mehr abgekühlt und so niedere Temperaturgrade angenommen, dass sich organisches Leben auf ihr entwickeln und ausbreiten konnte, um bald den Rang eines der wichtigsten geologischen Faktoren einzunehmen. Nach andauerndem Verluste der Eigen-

wärme der Erde beginnen sich infolge ungleich intensiver Sonnenbestrahlung klimatische Verschiedenheiten bemerkbar zu machen, und jetzt erst ist die Möglichkeit gegeben, dass das Wasser auch in seinen festen Zustand übergehen, also Eis bilden und dadurch ein neues geologisches Werkzeug liefern kann. In dem Entwickelungsprozesse der Erde gesellt sich demnach ein geologisches Agens nach dem anderen zu den bereits früher thätigen, — die ebenso zahlreichen wie verschiedenartigen Äußerungen derselben summieren sich, — die Mannigfaltigkeit der tellurischen Verhältnisse nimmt zu, je länger diese Summierung andauert, — in jeder jüngeren Periode herrscht eine größere und in der Jetztzeit die größte Mannigfaltigkeit in der Erdgestaltung.

Nun ist aber das organische Leben abhängig von der Beeinflussung von seiten der umgebenden anorganischen Welt, — es ist der Ausdruck der Verhältnisse, in deren Sphäre es sich entwickelte. Die allmähliche Umgestaltung der tellurischen Erscheinungen spiegelt sich deshalb wieder in der Umprägung des Gesamthabitus der Floren und Faunen, welche unter ihrem Einflusse gediehen. Wie die Gestaltung der Erdoberfläche selbst, so wurde auch der Gesamtcharakter der Erdbewohner durch Summierung dieser Einflüsse im Laufe der Zeitalter ein abwechselungsreicherer. Diese größere Mannigfaltigkeit, zu welcher das anfänglich einfache organische Leben in gleichem Schritte mit der Herausbildung des Erdballes heranreifte, äußerte sich einerseits in Vermehrung der Zahl, andererseits in der stufenweise ansteigenden Entwickelung der organischen Formen, und gipfelte sich in dem Reichtume und der Vollkommenheit der Jetztwelt.

Es ist nicht auffällig, dass die ortsgefesselten Landpflanzen dieser fortschrittlichen Umgestaltung in erster Linie unterworfen gewesen sind, während sich dieselbe in der Tierwelt jedesmal erst einige Zeit später offenbarte.*) So besitzt die oberpermische Flora von Fünfkirchen bereits einen mesozoischen, die gleichalterige Zechsteinfauna aber noch einen echt paläozoischen Charakter, die Flora des Rhät, also der obersten Trias, bereits liasischen Habitus, und diejenigen der oberen Kreide durch ihre Dikotyledonen bereits Ähnlichkeit mit dem Tertiär; endlich fällt der wichtigste Wendepunkt in der Geschichte der wiener tertiären Pflanzenwelt nicht wie bei der Landfauna zwischen die Kongerienschichten, sondern bereits zwischen die erste und zweite Mediterranstufe.

§ 2. **Darwin's Transmutationstheorie.** Die auf den letzten Seiten betonte Thatsache der allmählichen Umgestaltung und Vervollkommnung des irdischen organischen Lebens im Laufe der geologischen Zeiträume und in demselben Schritte, in welchem die Gliederung der Erdoberfläche an

*) E. Weiß. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1877. S. 252. — Neues Jahrb. 1878. S. 180.

Mannigfaltigkeit zunahm, steht in einem gewissen Zusammenhange mit den Resultaten der gesamten morphologischen Wissenschaften und der Entwickelungsgeschichte der tierischen und pflanzlichen Einzelwesen. In der Übereinstimmung des Bauplanes zahlreicher und mannigfaltiger Organismen, in den Erscheinungen der Metamorphose, in der Thatsache, dass sich in den Entwickelungsvorgängen des Individuums die Geschichte der Art oder des Stammes mehr oder weniger vollständig rekapituliert, spricht sich die Einheitlichkeit des gesamten Organisationsplanes der Lebewesen aus, — sie hat ihren Ausdruck in dem allmählichen, stufenweisen Erscheinen aller Typen der erdbewohnenden Organismen gefunden, ein Zusammenhang, welchen Darwin durch seine Transmutations- und Deszendenz-Theorie zu erklären versucht.

Als Kernpunkte der Darwin'schen Hypothese sind drei Wahrnehmungen anzusehen; die erste ist die Vererblichkeit, wonach sich die Charaktere der Eltern auf ihre Nachkommen übertragen, — die zweite ist die Veränderlichkeit, durch welche diese Charaktere bei ihrer Vererbung in irgend einer nützlichen, gleichgültigen oder schädlichen Richtung um ein Minimum variieren können, — die dritte ist das Überleben der am vorteilhaftesten ausgestatteten Individuen in dem Kampfe um's Dasein, der sich einstellen muss, da mehr Nachkommen erzeugt werden, als möglicherweise fortleben können, weshalb alle Tiere und Pflanzen sowohl untereinander, wie mit den äußeren Existenzbedingungen um ihre Erhaltung ringen. Die größte Aussicht, diesen Kampf zu bestehen, die anderen Individuen zu überleben und sich fortzupflanzen, hat die am meisten begünstigte, also die mit passenden Abänderungen vom elterlichen Typus versehene Nachkommenschaft. Hier trifft also die Natur eine Auswahl unter verschieden vorteilhaften Abänderungen und begünstigt vorzugsweise die Fortpflanzung der mit nützlichen Abweichungen versehenen Individuen auf Kosten der anderen. Aus gleichem Grunde summieren sich diese nützlichen Abänderungen bei späteren Nachkommen, bis sie endlich zu merklichen Unterschieden heranreifen. Selbstverständlich ist die Nützlichkeit jeder Abänderung von der Beschaffenheit der äußeren Lebensbedingungen abhängig, — die fortwährende Anpassung der vorhandenen Lebensformen an diese äußeren Verhältnisse wird von Darwin als natürliche Züchtung bezeichnet. Das Maß solcher mit wiederholter Fortpflanzung verbundener Abänderung ist unbegrenzt, nach Tausenden von Generationen kann deshalb eine anfänglich kaum definierbare Abweichung vom elterlichen Typus um das tausendfache gehäuft erscheinen, und aus der anfänglichen, von der Urform kaum unterscheidbaren Varietät eine vollkommen verschiedenartige Form entstanden sein. Da nun aber einerseits die mit den hervorragendsten Abweichungen versehenen Individuen die größte Aussicht auf Fortbestand und Fortpflanzung haben, während die Mittelformen erliegen und erlöschen,

— da andererseits Abänderungen in einer Gegend, Lage und Gesellschaft nützlich, in einer anderen hingegen schädlich sein können, so stellt sich eine Divergenz des Charakters ein, der zufolge aus einer Grundform Abänderungen in ganz verschiedener Richtung entstehen, fortdauern und sich mit der Zeit zu einander vollkommen unähnlichen Formen herausbilden können. Dieses Entwickelungs- und Fortbildungsgesetz erklärt die Gemeinsamkeit des Ursprunges morphologisch scharf geschiedener Formen, ja die Abstammung aller organischen Wesen, die auf Erden gelebt haben und noch leben, von einer Urform und führt, konsequent weiter verfolgt, zur Hypothese von der Generatio aequivoca, d. h. von der Möglichkeit der Entstehung organischer aus unorganischer Materie.

Die Geologie bestätigt im allgemeinen die Theorie von dem natürlichen Vervollkommnungsprozesse und der fortschreitenden Entwickelung der Erdbewohner und zeigt, dass im großen und ganzen ein stetiger Fortschritt des gesamten Organismus von einfachen und niederen zu komplizierteren und höheren Stufen des Lebens stattgefunden hat, wenn unsere Wissenschaft auch nicht im entferntesten im stande ist, die zahllosen Übergangsformen und Verbindungsglieder zwischen den Tier- und Pflanzengruppen, weder der aufeinander folgenden Perioden, noch ein und desselben Zeitalters nachzuweisen. Dies mag seinen Grund darin haben, dass nur Organismen mit Hartgebilden, sowie nur diejenigen Landbewohner Spuren ihrer Existenz hinterlassen haben, welche zufällig vom Wasser ergriffen und vom Schlamm bedeckt worden sind, dass ferner nur gewisse Sedimente den Versteinerungsprozess begünstigen, andere aber (z. B. grobe Sandsteine und Konglomerate) die Möglichkeit der Erhaltung fast vollständig ausschlossen. So ist uns denn nur ein außerordentlich kleiner Bruchteil der früheren Tier- und Pflanzenwelten überliefert worden, und von diesen Resten ist wiederum nur ein verschwindend kleiner Teil zu unserer Kenntnis gekommen. Die Urkunde, welche wir von der Entwickelung der Erdbewohner besitzen, ist deshalb höchst lückenhaft und unvollständig, doch werden fortwährend Funde gemacht, welche diese Lücken mehr und mehr ausfüllen.

Die zahllosen Lücken, die sich in der Übergangsreihe der organischen Wesen der Vorwelt von den ältesten Formationen herauf bis in die Neuzeit zeigen, haben jedoch noch einen zweiten, hochwichtigen Grund, den wir bereits auf Seite 180 und 181 einer Betrachtung unterworfen haben. Er ist in den Niveauveränderungen zu suchen, von welchen die Erdoberfläche und mit ihr der Meeresgrund fortwährend betroffen wurden. Eine große Anzahl geologischer Thatsachen, die am angeführten Orte besprochen sind, beweisen diese oft wiederholten Oszillationen. Nun wissen wir aber, dass die Meeresbewohner durch ihre Abhängigkeit von dem Erfülltsein gewisser Lebensbedingungen an ganz bestimmte Niveaus oder übereinander

liegende Zonen des Meeres gebunden sind und auch früher gebunden waren. Jede der häufigen, zwar lokalen, aber dennoch weite Areale betreffenden Hebungen oder Senkungen veränderte das Niveau des Meeresgrundes, hob den ursprünglichen Tiefseeboden in die Höhe oder ließ den Grund seichter Meere in beträchtliche Tiefen sinken. Diese sämtlichen Niveauveränderungen bedingten eine Umgestaltung der den Faunen gebotenen Lebensbedingungen und deshalb die Auswanderung jener, oder, wo dies unmöglich, ihr Aussterben, kurz einen steten, oft grellen Fazieswechsel. An ihre Stelle rückten aus benachbarten Arealen neue Bewohner, für welche der dislozierte Schauplatz die nötigen Lebensbedingungen bot. Infolge solcher Aus- und Einwanderungen nahmen Faunen aus voneinander unabhängigen Entwickelungsarealen Besitz von ihnen bis dahin ganz fremden Gebieten. Das Resultat solch stetiger Oszillationen war die kontinuierliche Wanderung der Meeresbewohner, deren abgestorbene Reste von den Schlammabsätzen der See umschlossen und in den sich aufbauenden Schichtenreihen als Versteinerungen überliefert wurden. Wir dürfen deshalb in den meisten Fällen die Urahnen einer Tierform und die Verbindungsglieder zwischen beiden nicht, wie wir gewohnt sind, in vertikaler Richtung untereinander, sondern in einer flach in die Tiefe geneigten, der Unregelmäßigkeit der Oszillationen wegen vielleicht flach zickzackartig gebrochenen Linie, also in oft weit von einander getrennten Gegenden suchen. Ein vertikales Profil durch eine Schichtenreihe wird unter solchen Verhältnissen selbst in nur durch geringe Mächtigkeit getrennten Ablagerungen weit voneinander getrennte Stadien des Entwickelungsganges einer Tierform zu Tage fördern.

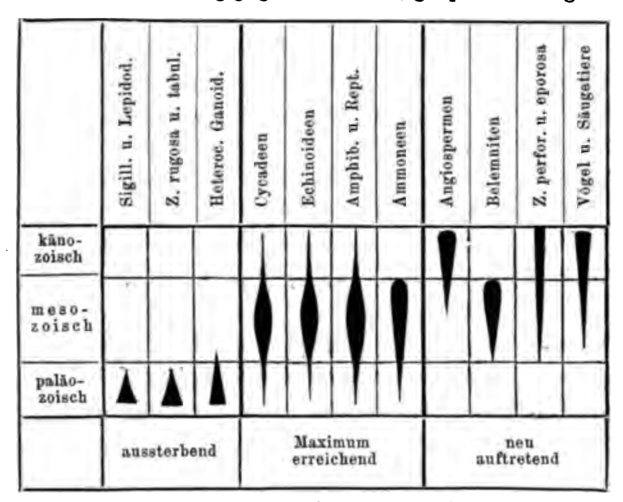
Die ersten Vorläufer einer solchen Einwanderung aus benachbarten, unabhängigen Entwickelungsgebieten erscheinen so unvermittelt zwischen der bis dahin allein herrschenden Fauna, dass sie sich scharf von ihrer Umgebung abheben und dass man die beschränkten Verbreitungsgebiete dieser Pioniere einer einwandernden Tierwelt als Kolonien bezeichnet.

Als wesentliche geologische Stützpunkte der Darwin'schen Theorie können die Kollektivtypen gelten.

§ 3. **Geologische Perioden und Formationen (Systeme).** Auf der Thatsache, dass in den jüngeren Gesteinsablagerungen die Zahl der Tier- und Pflanzenformen wächst, dass ferner der organische Gesamtcharakter der Vorzeit einer fortschreitenden Vervollkommnung und mit dieser einer Annäherung an den der Jetztwelt unterworfen ist, dass also eine fortwährende Umgestaltung der Faunen und Floren stattgefunden hat, auf diesen Thatsachen beruht die Einteilung der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl **Perioden.** Bezeichnend für jede derselben ist das erste Auftreten gewisser höher organisierter Tier- und Pflanzentypen, zugleich aber das Dominieren anderer, bereits in der vorigen Periode auf der Bühne erschienenen Geschlechter und

Familien, welche erst jetzt das Maximum ihrer Entwickelung erlangen, und endlich das **Erlöschen von Formen, welche für frühere Zeiten charakteristisch** waren.

Beispielsweise mögen die Veränderungen der Tier- und Pflanzenwelt, welche zur Abtrennung des mesozoischen von dem känozoischen und paläozoischen Zeitalter Veranlassung gegeben haben, graphisch dargestellt werden:



Aus dieser Tabelle geht hervor, dass am Ende des paläozoischen Zeitalters ausstarben die Lepidodendren und Sigillarien, welche bis dahin eine üppige Entwickelung gehabt hatten, ebenso die ausschließlich paläozoischen Korallenabteilungen der Zoantharia rugosa und tabulata, sowie die heterocerkalen Ganoidfische; — dass die Cycadeen, Echinoideen, Ammoneen, Amphibien und Reptilien, früher verhältnismäßig selten, jetzt das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen, und dass endlich die Angiospermen, die riffbauenden Korallen (Zoantharia perforata und eporosa), die Belemniten, Vögel und Säugetiere auf der Weltbühne neu erscheinen. Derartige Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, wie sie durch die gewählten Beispiele bewiesen werden, die sich aber noch durch zahlreiche andere ergänzen ließen, sind der Grund gewesen, den Zeitraum, an dessen Grenzen und in welchen diese Umgestaltungen fallen, als besonderen Abschnitt aufzufassen und von den übrigen abzutrennen. Ähnliches gilt von allen Perioden der Erdentwickelungsgeschichte.

Die Produkte der gesteinsbildenden Thätigkeit während jedes einzelnen dieser Zeitabschnitte, also die Schichtenkomplexe, welche während derselben zur Ablagerung gelangten, nennt man **Formationen (Systeme)**. Diese sind demnach für uns die Repräsentanten der geologischen Perioden und umschließen in ihrer Gesteinsmasse, gewissermaßen als Inschriften und Denkmünzen aus den Zeiten, welchen sie ihre Entstehung verdanken, die

Reste der damaligen Tier- und Pflanzenwelt. Zwischen diese versteinerungsführende Schichtenreihe haben sich glutflüssige Laven gedrängt, haben sie in Gang- oder Stockform durchsetzt und sich auf ihnen deckenartig ausgebreitet oder zu Kuppen aufgestaut. Wie nun der Historiker die Sitten, den Kulturzustand, die politischen und religiösen Verhältnisse, kurz die Geschichte der ältesten Völker aus den Ruinen ihrer Bauten, aus den Schriftzügen und Bildwerken an deren Mauern, aus den im Schutte begrabenen Gerätschaften, Waffen und Münzen entziffert, auf ähnlichem Wege sucht der Geologe die Spuren, welche verschwundene Zeitalter in der Erdkruste zurückgelassen haben, mit Bezug auf die Entwickelungsgeschichte der Erde zu deuten.

Das große Ziel, welches uns vorschwebt, ist noch nicht erreicht, — ist doch selbst die Oberfläche unseres Planeten nur teilweise, mancher unserer Kontinente fast nur in seinen Konturen bekannt, wie viel weniger das, was in der Tiefe verborgen ist und was der Aufschlüsse durch die eindringende Zivilisation und durch den nach unterirdischen Schätzen suchenden bergmännischen Unternehmungsgeist harrt.

§ 4. **Horizontale Ausdehnung einer Formation und verschiedene Fazies gleichalteriger Ablagerungen.***) Die gesteinsbildenden Vorgänge beschränken sich nicht auf das Meer, sondern vollziehen sich auch auf dem Festlande und in den auf diesem fließenden und stehenden Gewässern. Eine Formation kann deshalb nach diesen ihren verschiedenartigen Bildungsmedien zweierlei durchaus abweichenden petrographischen und paläontologischen Charakter aufweisen, indem sie als marine oder aber als terrestre Ablagerung auftritt. Jedoch auch innerhalb des Verbreitungsgebietes jeder dieser Ausbildungsweisen bleibt sich ihr Charakter nicht gleich. Terrestre Ablagerungen können in Sümpfen, Seen, Tümpeln oder Flüssen, selbst auf vollkommen trockenem Lande, z. B. durch die Wirkung der Winde, vor sich gehen. Ebenso muss sich der Habitus der marinen Ablagerungen infolge der in gleichem Maße mit dem Wachsen des Ablagerungsareales zunehmenden Ungleichheit der Lebensverhältnisse und somit auch der von letzteren abhängigen Faunen der paläontologische Gesamtcharakter der sich niederschlagenden Schichten zu einem lokal durchaus verschiedenartigen gestalten. Die Bewohner des Brackwassers sind verschieden von denen des offenen Meeres, die der heißen Zonen von denen polarer Regionen, die der Uferzonen von denen des tiefen Ozeanes, — gleichzeitige Sedimente ein und desselben Meeresbeckens werden deshalb in verschiedenen Gebieten ihrer Ausdehnung die in den Schlamm sinkenden Leichname durchaus verschiedener Faunen umhüllen.

*) E. v. Mojsisovics. Die Dolomit-Riffe von Südtirol.. Wien 1879. S. 1—19. — Th. Fuchs. N. Jahrb. f. Min. 1883. II. Beil.-Band. S. 487—584.

Dasselbe war in der Vorzeit der Fall, so dass der paläontologische Charakter einer über große Areale ausgebreiteten Formation in horizontaler Richtung wesentliche Veränderungen erleidet, indem ein und derselbe Schichtenkomplex hier die Reste der Bewohner der hohen See oder des tiefen Ozeanes, dort die Bewohner des flachen Küstenmeeres, an einem dritten Punkte die Überbleibsel einer Fauna und Flora des Brackwassers und der Lagunen oder endlich diejenigen der Sümpfe und des Festlandes umschließt. Mit einem derartigen Wechsel des paläontologischen Habitus geht eine Umgestaltung des petrographischen Charakters der betreffenden Schichtenreihe Hand in Hand, da beide von ähnlichen Bedingungen abhängig sind. Solche Verschiedenheiten des paläontologischen und petrographischen Habitus einer Formation bezeichnet man als verschiedenartige Fazies derselben und zwar 1) als deren terrestre, 2) als deren marine Fazies, und unterscheidet innerhalb der ersteren wiederum eine limnische Fazies (Ablagerungen aus Süßwasserseen) und eine fluviatile Fazies, — innerhalb der marinen wiederum eine litorale und eine ozeanische oder pelagische Fazies (Sedimente der Uferzone und des offenen Meeres).

Sehr großartig machen sich derartige verschiedene Faziesbildungen z. B. in der Steinkohlenformation Nordamerikas geltend. In ihrem östlichen Verbreitungsgebiete besteht dieselbe aus groben Konglomeraten, welche nach Westen zu in Sandsteine mit fossilen Landpflanzen, sowie mit Steinkohlenflötzen übergehen, und besitzt in diesem Zustande eine terrestre Fazies. Noch weiter nach dem Mississipi zu werden die Konglomerate und Sandsteine von Kalksteinen mit Resten von Meeresbewohnern vollständig verdrängt, wodurch die Formation eine marine Fazies erhält. Diese Ausbildungsweise der Steinkohlenformation bedeutet, dass sich während des karbonischen Zeitalters in westlicher Richtung von den paläozoischen Felsriffen des Alleghany-Gebirges ein Meer ausdehnte, dessen östliches, sich an das ebengenannte Gebirge anlehnendes flaches Ufer eine weite Sumpf- und Lagunenregion bildete, innerhalb deren die Steinkohlenvegetation wucherte, während die eigentliche, weiter westlich davon gelegene See Crinoiden, Korallen und Brachiopoden erzeugte. Auch in Europa ist die karbonische Periode durch Formationen von total verschiedener Fazies repräsentiert, und zwar als terrestre Bildung durch die produktive Kohlenformation, als Litoralbildung durch den Kulm, als ozeanische Bildung durch den Kohlenkalk. In einem ganz ähnlichen Verhältnisse steht die steinkohlenführende Wealdenbildung zur untersten Kreideformation, ferner der Old Red Sandstone zum Devon. Unter letzterem begreifen wir eine Schichtenreihe von Kalksteinen, Sandsteinen und Thonschiefern mit einer aus Trilobiten, Brachiopoden, Cephalopoden und Korallen bestehenden Fauna. Gleichen Alters wie diese ozeanische Bildung ist ein Schichtenkomplex von Konglomeraten und Sandsteinen mit den Resten von eigentümlichen Fischen (den

Panzerganoiden), aber ohne die obengenannte Fauna. Derselbe, Old Red Sandstone genannt, ist augenscheinlich in flachen, sandigen Meeresbuchten zur Ablagerung gelangt, also eine Litoralfazies des Devones. Kaum irgend eine Formation aber ist in einer so großen Zahl von durchaus untereinander abwechselnden Faziesgebilden zur Ablagerung gelangt, als die alpine Trias und das Tertiär (s. diese).

Klimatische Unterschiede, Meeresströmungen, größere oder geringere Klarheit des Meereswassers, mehr oder weniger beträchtliche Tiefe und felsige, sandige oder schlammige Beschaffenheit des Meeresgrundes bedingen ebenfalls eine zum Teil vollkommene Verschiedenartigkeit benachbarter Faunen und Sedimente, also die Ausbildung verschiedenartiger Lokalfazies der Formationen.

§ 5. **Grenzen der Formationen nach oben und unten.** Unter einer Formation (einem System) versteht man den Inbegriff einer Anzahl von Schichten, welche sich dadurch als ein zusammengehöriges Ganzes darstellen, dass ihr paläontologischer Charakter (d. h. der Gesamtcharakter der in ihnen eingeschlossenen organischen Reste) durch die ganze Mächtigkeit des betreffenden Schichtenkomplexes hindurch im wesentlichen derselbe bleibt. Die Formationen sind also die einzelnen Etagen der mächtigen Schichtenreihe, aus welcher die äußere Erdkruste besteht,—Etagen, welche ihre Begrenzung nach oben und unten durch die Entwickelung neu erscheinender und das Aussterben bislang vorhandener organischer Formen erhalten. Der Vorgang dieser Umgestaltung des organischen Gesamtcharakters war ein allmählicher und ununterbrochen vor sich gehender, kein plötzlicher, durch alles umgestaltende Revolutionen hervorgerufener, — die Grenzen, welche wir nach der Verschiedenheit ihrer organischen Reste zwischen den Formationen ziehen, sind deshalb ziemlich willkürlich. Wären die sämtlichen Formationen von der ältesten bis zur jüngsten an irgend einem Punkte in lückenloser Vollständigkeit zur Ablagerung gelangt, so würde der Versuch einer Gliederung dieser mächtigen Schichtenfolge in einzelne Formationen ein vergeblicher sein, es würde vielmehr der Wechsel des paläontologischen Charakters von den älteren nach den jüngeren Formationen durch allmähliche Übergänge fast unmerklich gemacht werden. Nun bestehen aber thatsächlich die Schichtenreihen, aus welchen die oberflächlichen Teile der Erdkruste zusammengesetzt sind, aus einem steten Wechsel von Ablagerungen der verschiedenartigsten Fazies. Auf dieser Einschaltung anders gearteter Faziesbildungen sind die meisten der angenommenen Formationsgrenzen basiert. Die anscheinend scharfen Grenzen, die Sprünge zwischen den einzelnen Formationen, die scheinbaren Lücken in der Kontinuität beruhen auf dieser sich oft wiederholenden Alternierung ungleichwertiger, also unter anderen Bedingungen entstandener Ablagerungen, d. h. auf dem Fazieswechsel (vergl. S. 369).

§ 6. **Anhaltspunkte für die Bestimmung des geologischen Alters von Schichtenkomplexen.** Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, dass zweierlei Hilfsmittel zu Gebote stehen, um das geologische Alter eines Schichtenkomplexes oder einer einzelnen Schicht, also deren Zugehörigkeit zu einer der Formationen, in welche wir die sedimentäre gesamte Schichtenreihe gliedern, zu entscheiden: die Versteinerungsführung (der paläontologische Habitus) und die Lagerungsverhältnisse. Da letztere nur dort zur Geltung gelangen können, wo mehrere Formationen in vergesellschafteter Lagerung auftreten, werden in den meisten Fällen die organischen Reste, welche der fragliche Schichtenkomplex umschließt, den Ausschlag geben müssen. Da jedoch die Veränderungen des Gesamtcharakters der vorweltlichen Faunen und Floren weder ruckweise stattfanden, noch sich in einer vollständigen Verdrängung des bisher Bestandenen durch neue Erscheinungen kundgaben, vielmehr nur einzelne Formen neu auftraten oder sich für aussterbende Arten einstellten, so sind auch nicht alle fossilen Reste einer Formation charakteristisch für dieselbe. Diejenigen aber, deren Existenz auf einzelne Perioden beschränkt war, welche also bestimmten Schichtenkomplexen ganz ausschließlich angehören und somit für diese letzteren bezeichnend sind, nennt man Leitfossilien. So sind die Nummuliten Leitfossilien der Tertiärformation, die Hippuriten der Kreideformation, die Belemniten der Jura- und Kreideformation, die Sigillarien und Stigmarien der devonischen und der Steinkohlenformation, die Graptolithen der Silurformation.

Früher glaubte man in dem petrographischen Charakter der Formationen bezeichnende Merkmale zur Identifizierung derselben zu besitzen. Für lokale Untersuchungen giebt zwar die Ähnlichkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher, aber getrennt auftretender Formationen einen wesentlichen Anhaltspunkt ab, — im allgemeinen jedoch und bei der Altersbestimmung räumlich entfernter Ablagerungen besitzt der petrographische Habitus einer Schichtenreihe an und für sich keinen Wert als maßgebendes Hilfsmittel. Einerseits wiederholen sich nämlich genau dieselben Sandsteine und Kalksteine, zum Teil auch Mergel, Thone und Konglomerate in fast jeder Formation von der ältesten bis zur jüngsten, besitzen also nichts charakteristisches für eine bestimmte Etage, — andererseits bleibt der petrographische Habitus einer weit ausgedehnten Ablagerung selbst in horizontaler Richtung nicht konstant, hat vielmehr an verschiedenen Punkten ihrer Verbreitung eine durchaus verschiedenartige Ausbildung erlangt. So mag eine Schichtenreihe von Konglomeraten in ihrer Streichungs- oder Fallrichtung in Sandstein, dieser in Schieferthone und Mergel, und diese endlich in Kalkstein übergehen. Noch entschiedener tritt die Verschiedenartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher Formationen hervor, wenn deren Ablagerung in getrennten Bildungsräumen vor sich ging, wofür die

petrographische Unähnlichkeit der Gesteine, welche die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten zusammensetzen, ein treffliches Beispiel liefert. Auf Rügen, bei Calais und Dover ist weiße Schreibkreide mit Feuersteinknollen, in der sächsischen Schweiz Sandstein, in Hannover und Braunschweig Mergelkalk und plastischer Thon, in Frankreich, Belgien und dem östlichen Nordamerika Glaukonitmergel, im westlichen Californien krystallinischer Schiefer das vorwaltende Material der Kreideformation, eine größere Schwankung in dem petrographischen Charakter also kaum denkbar. Dennoch geben sich alle diese verschiedenen Ablagerungen durch die gemeinsame Führung einzelner identischer und zahlreicher nahe verwandter Tier- und Pflanzenformen, so namentlich durch ihren Reichtum an gewissen Cephalopodengeschlechtern, wie Scaphites, Crioceras, Ancyloceras, Baculites und Turrilites, als gleiche Phasen in der Entwickelungsgeschichte der Erde, also als gleiche Formation zu erkennen.

So entscheidend der paläontologische Habitus für die Stellung eines Schichtenkomplexes in der Formationsreihe, für das geologische Alter einer Formation ist, so lässt uns doch dieses Kriterium in gewissen Fällen im Stich. So giebt es Schichtenkomplexe und zwar solche von außerordentlicher Mächtigkeit, während deren Ablagerung organisches Leben noch nicht existierte oder, falls bereits bestehend, noch eine sehr unbedeutende Rolle spielte. Jedenfalls sind in diesen ältesten Formationen der Erdkruste Reste, deren Ursprung zweifellos ein organischer wäre, noch nicht bekannt. Auf sie kann das Hauptkriterium für die Altersbestimmung von Sedimentärgesteinen, ihr paläontologischer Habitus, keine Anwendung finden, jedoch sind ihre Lagerungsverhältnisse, ihr Auftreten an der Basis aller Formationen, im Verein mit ihrem eigentümlichen und sich auffällig gleichbleibenden petrographischen Charakter Erscheinungen, welche sie auf das untrüglichste kennzeichnen.

Ganz ähnliches ist bei zahlreichen anderen Schichtenkomplexen der Fall, welche entweder zur Erhaltung von organischen Resten nicht geeignet waren, oder deren Bildung unter Verhältnissen vor sich ging, welche organisches Leben lokal ausschlossen. Unter solchen Umständen geben die Lagerungsbeziehungen der fraglichen versteinerungsleeren Schichtenreihe zu anderen versteinerungsführenden den Ausschlag bei der Entscheidung über ihre Zugehörigkeit zu der einen oder der anderen Formation. Diese Methode der Altersbestimmung beruht auf der Thatsache, dass die Aufeinanderfolge der Formationen überall dieselbe ist, dass also äquivalente Formationen gleiche Stellung in der gesamten Schichtenreihe, also gleiches relatives Alter besitzen. Tritt z. B. eine mächtige versteinerungsleere Schichtenreihe zwischen der oberen Silurformation und der unteren Steinkohlenformation auf, so muss sie der Repräsentant der devonischen Formation sein, welche sich an einer anderen Stelle durch ihren Reichtum an gewissen Korallen und Brachiopoden, an einer noch anderen durch das ausschließliche Auftreten von abenteuerlich gestalteten Fischen kenntlich macht.

§ 7. Gliederung der Entwickelungsgeschichte und der entsprechenden Schichtenreihe der Erdkruste in Perioden und Formationen. Wie bereits früher, namentlich im Paragraph 2 erwähnt, haben die Veränderungen, welche die physikalischen Verhältnisse der Erdoberfläche während ihrer allmählichen Herausbildung zu ihrer jetzigen Gestaltung erlitten, ihren Ausdruck in der steten Vermehrung der Typen und in der Vervollkommnung des Gesamtcharakters der die Erde bevölkernden Tier- und Pflanzengestalten gefunden. Nach den wesentlichsten Veränderungen des letzteren zerfällt die Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl Perioden, welche ebensoviel Formationen entsprechen. Dieser Entwickelungsprozess des organischen Lebens ist in umstehender Tabelle graphisch dargestellt, in welcher die vertikalen Linien die wichtigsten Tier- und Pflanzentypen und die horizontalen Felder die Zeitabschnitte repräsentieren, in welche die Geschichte der Erde infolge des stufenweisen Erscheinens der ersteren zerfällt (siehe S. 378).

Mit dem allmählichen Erscheinen höher organisierter Formen auf dem Erdballe geht eine Annäherung des vorweltlichen Gesamtcharakters an den der Jetztwelt Hand in Hand. Von etwaigen Lebewesen in dem ältesten aller Ozeane, aus welchem sich das ursprüngliche Material der archäischen Formationen niederschlug, sind uns keine deutlichen Spuren erhalten. Außerordentlich fremdartig aber und einem Landschaftsbilde unserer Tage wenig vergleichbar war der irdische Schauplatz während der silurischen, devonischen, karbonischen und permischen Formation. Trilobiten, Graptolithen, Cystideen und gepanzerte heterocerkale Fische bevölkerten die Ozeane, während die Kontinente anfänglich nackt und tot waren; erst später bedeckten riesenhafte Farne und Schachtelhalme in ausgedehnten Dschungeln und in üppigem Wachstume das Festland. Die Entwickelung der Reptilien, das Überhandnehmen der Cycadeen und Coniferen, das Zurücktreten der Gefäßkryptogamen, das Erscheinen der ersten Säugetiere und Vögel, sie bereiten schon auf die dem Auftreten des Menschen vorausgehende Entwickelungsstufe des organischen Reiches, auf das Zeitalter der Palmen, angiospermen Dikotyledonen und riesigen Säugetiere vor. Nach dieser ihrer größeren oder geringeren Ähnlichkeit ihres paläontologischen Charakters mit dem der Jetztwelt vereinigt man die einzelnen Perioden zu vier »Zeitaltern« oder »Aeren« und die entsprechenden Formationen zu folgenden vier »Gruppen«:

IV. **Die känozoische Formationsgruppe**, besteht aus Quartär- und Tertiärformation;

III. **Die mesozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Kreide-, Jura- und Triasformation;

II. **Die paläozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Perm-, Steinkohlen-, Devon- und Silurformation;

I. **Die archäische Formationsgruppe**, bestehend aus der Ur-Schiefer- und der Ur-Gneißformation.

Graphische Darstellung
der allmählichen Entwickelung des organischen Lebens auf der Erde.

Angiospermen	Palmen	Cycadeen	Coniferen	Gefäßkryptogamen	Algen	Protozoën, Cölenteraten u. Echinodermen	Mollusken	Arthrozoën	Fische	Amphibia und Reptilia	Vögel	Säugetiere	Mensch	Periode	Formation
														des Dominierens der Angiospermen, der Warmblüter, vorzüglich des Menschen.	Alluvium.
														des Dominierens der Angiospermen und der Säugetiere; der erste Mensch.	Diluvium. Tertiär.
														des Maximums der Entwickelung der Coniferen, Cycadeen und Reptilien; die ersten Laubhölzer, Vögel und Säugetiere.	Kreide. Jura. Trias.
														des Maximums der Entwickelung der Gefäßkryptogamen; die ersten Amphibien.	Perm. Karbonische Formation.
														des Dominierens der wirbellosen Tiere; ziemlich zahlreiche Fische (Panzerganoiden); die ersten häufigeren Gefäßpflanzen.	Devonische Formation.
														der Algen u. wirbellosen Tiere; die ersten vereinzelten Fische und Gefäßpflanzen.	Silurische Formation.
														der ersten, noch zweifelhaften Spuren organischen Lebens.	Ur-Schieferformation. Ur-Gneißformation.

Auf der anderen Seite hat man die einzelnen Formationen nach geringfügigeren Schwankungen, welche sich in dem organischen Charakter einzelner Schichtenkomplexe kundgeben, in »Abteilungen«, diese in »Stufen« (oder »Etagen«), und diese wiederum in »Schichten« gegliedert, für deren jede gewisse Pflanzen- und Tierformen charakteristisch sind, also als Leitfossilien dienen können. Eine Übersicht über diese Gliederung und Versteinerungsführung erhält man durch folgende Tabelle:

Tabellarische Übersicht

der

Perioden in der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner, sowie der während jener zur Ablagerung gekommenen Formationen, von der jüngsten zur ältesten.

Nach *v. Hochstetter.*

Viertes Zeitalter: die Neuzeit der Erde.

Die **känozoischen** Perioden und Formationen.

Periode des Mammut und des Urmenschen.	Die Quartärformation oder das aufgeschwemmte Gebirge.	Alluvium, rezente Süß- u. Salzwasserbildungen, Torfmoore, Korallenbauten, moderne vulkanische Produkte (jungquartäre Gebilde). Diluvium, Löß, Höhlenlehm, erratische Blöcke, Moränen, Geröll- und Sandablagerungen der Eiszeit (altquartäre Gebilde).	Dritte große Säugetierfauna: Mammut, Knochennashorn, Höhlenbär, Renntier, Auerochs, Moschusochs, Pferd, Riesenhirsch u. s. w. Die ersten Spuren des Menschen in Europa.
Periode der Mastodonten.	Das Jungtertiär, Neogen oder das jüngere Braunkohlengebirge.	Pliocän (Belvedere-Schotter, Congerien-Tegel, Dinotherien-Sand, Crag). Miocän, Cerithienkalk, Leithakalk, obere Meeresmolasse. Braunkohlen der Mark, der Wetterau.	Zweite große Säugetierfauna: Mastodon, Dinotherium, Hipparion, Affen. In Zentraleuropa: Palmen, Bambus, Lorbeer, Feige, Pappel, Ulme, Birke, Magnolien, Sequoia, Taxodium.
Periode der Paläotherien und Nummuliten.	Die ältere Tertiärformation oder das ältere Braunkohlengebirge.	Oligocän, Gypse des Montmartre, Septarienthone, norddeutsche Braunkohlenbildung z. T., — untere Meeresmolasse, bernsteinführende Schichten des Samlandes. Eocän, Pariser Grobkalk, Londonthon, Nummuliten- und Flyschformation.	Erste große Säugetierfauna: Paläotherium, Anoplotherium, Xiphodon. Nummuliten und Fucoiden. In Zentraleuropa: eine echt tropische Flora.

Drittes Zeitalter: das Mittelalter der Erde.

Die **mesozoischen** Perioden und Formationen.

Periode der Hippuriten und der Krüppelformen der Ammoniten, sowie der ersten Laubhölzer.	Die Kreideformation oder das Quadersandsteingebirge.	Senon, Schreibkreide, Kreidetuff, oberer Quadersandstein, oberer Grünsand, Danien. Turon, Strehlener Pläner, mittlerer Quader, Gosaumergel, roter Pläner. Cenoman, unterer Quader, Essener Grünsand (Tourtia), chloritische Kreide, Varians-Schichten. Gault, Flammenmergel, Garsgasmergel, Speetonthon, Ancyloceras-Schichten, Godulasandstein. Neocom, Hils, Lowergreensand, Spatangenkalke. Gleichzeitig mit dem unteren Neocom eine Sumpf- und Deltabildung, die Wealdenformation mit Steinkohlenflötzen.	Viel Schwämme, Foraminiferen, Bryozoën, Spatangen, Hippuriten, z. B. Caprotina, u. Hippurites; Inoceramen, Austern (Gryphaea, Exogyra, Ostrea), Ammonites u. seine Krüppelformen, z. B. Hamites, Scaphites, Turrilites, Baculites, ferner Belemniten. — Dinosaurier: Iguanodon und Mosasaurus. Die ersten Laubhölzer, neben diesen tropische Nadelhölzer, Cycadeen und Kryptogamen. Am Schlusse dieser Periode sterben Ammoniten und Belemniten vollständig aus.
Periode der Nerineen, Ammoniten, Belemniten, der Fisch- und Flugsaurier.	Die Juraformation oder das Oolithengebirge.	Weißer oder oberer Jura, Oxford, Kimmeridge, Portland; Scyphienkalke, Pteroceras-Schichten, sämtlich meist helle Kalke, Kalkmergel und Mergel, sowie Oolithe. Die Einleitung in die Wealdenbildung macht sich geltend: Ablagerung des Purbeck. Besondere Fazies des oberen Jura ist die Tithonische Stufe. Brauner oder mittlerer Jura, Eisenoolithe, Sandsteine, dunkele Thone. Lias oder schwarzer Jura, dunkele bituminöse Schiefer und Sandsteine, sowie Kalksteine u. oolithische Eisenerze.	Sehr viel riffbauende Korallen, Pentacriniten, Spongien, Ostrea, Gryphäen, Exogyra, Trigonia, Pteroceras, Nerinea, echte Tintenfische, Belemniten, Ammoniten, Aptychen, Schildkröten, Krokodile, Fischsaurier (Ichthyosaurus, Plesiosaurus), Flugsaurier (Pterodactylus), Dinosaurier, erste Knochenfische, erste Vögel (Archaeopteryx), ziemlich viel Beuteltiere. Die Flora besteht aus Kryptogamen, Coniferen und Cycadeen.
Periode der Panzerlurche, der ersten Ammoniten und Säugetiere.	Die Triasformation oder das Salzgebirge.	Rhät (Kößener Schichten, Schichten der Avicula contorta). Keuper, bunte Mergel, Lettenkohle, Dolomite und Gyps. In den Alpen Raibler Schichten, Schlerndolomit, St. Cassian-Schichten; Hallstädter Kalk. Muschelkalk, Kalksteine, Dolomite, Gyps, Steinsalz. In den Alpen Partnachschichten, Halobienschichten, Virgloriakalke. Buntsandstein, Sandsteine, Röth. In den Alpen Werfener Schichten und Grödener Sandstein.	Das älteste Säugetier Microlestes, eine Beutelratte. — Avicula contorta. Panzerlurche (Mastodonsaurus) und Krokodile; in den Alpen die ersten echten Ammoniten. Der Lilien-Encrinit, Encrinus liliiformis, — Ceratiten, die ersten langschwänzigen Krebse (Pemphyx), Meersaurier (Nothosaurus). Riesige Schachtelhalme (Equisetum), Cycadeen und Nadelhölzer, Panzerlurche (Labyrinthodonten).

Zweites Zeitalter: das Altertum der Erde.

Die **paläozoischen** Perioden und Formationen.

Periode der ungleichschwänzigen Schmelzschupper u. der Stegocephalen.	Die permische Formation oder die Dyas.	Zechsteinformation, Kupferschiefer, Zechstein, Dolomit, Gyps, Steinsalz, Mergel. Rotliegendes, Konglomerate, Sandstein, Letten.	Verkieselte Farnstrünke und Coniferen. Cycadeen. Panzerlurche (Branchiosaurus, Pelosaurus, Archegosaurus), erste Reptilien? (Proterosaurus), sowie zahlreiche ungleichschwänzige Schmelzschupper (heterocerkale Ganoidfische), z.B. Palaeoniscus, viel Productus, Spirifer, Schizodus.
Periode der Kryptogamen, der ersten Amphibien, Spinnen und Insekten.	Die karbonische Formation oder das Steinkohlengebirge.	Produktive Kohlenformation, Sandstein, Schieferthon, Kohlenflötze. Subkarbonische Formation, Kalke, Grauwacken, Thon- und Kieselschiefer, (Kohlenkalk, Kulm).	Die Trilobiten erlöschen; Fusulina; Maximum der Crinoideen, sowohl Blastoideen, wie echten Crinoideen (Pentatremites, Actinocrinus, Amphoracrinus). Viel Brachiopoden, namentlich Productus; Posidonomia Becheri; erste Spinnen und Insekten; erste Amphibien (Stegocephalen). Großartige Entwickelung der Kryptogamen, also Sigillaria, Lepidodendron, Calamites, und vieler Farne.
Periode der Panzerfische und ersten Landpflanzen.	Die devonische Formation oder das obere Grauwacken- oder Übergangsgebirge.	Oberdevon, Kramenzelkalk, Goniatitenkalk, Cypridinenschiefer. Mitteldevon, Stringocephalenkalk, Calceolaschiefer, Eifler Kalk. Unterdevon, rheinische Grauwacke, Spiriferen-Sandstein. Alle drei lokal, so in Schottland, vertreten durch den alten roten Sandstein (Old Red Sandstone).	Die ersten häufigeren Landpflanzen und zwar Gefäßkryptogamen; Deckelkorallen (Calceola), überhaupt viel Zoantharia rugosa und tabulata, Brachiopoden, namentlich Spirifer, Stringocephalus, — Goniatiten u. Clymenien. — neue Trilobitenfauna (Phacops, Homalonotus). Im alten roten Sandsteine zahlreiche Panzerganoidfische: Pterichthys, Coccosteus, Cephalaspis.
Periode der Trilobiten, Cystideen und Graptolithen.	Die silurische Formation oder das ältere Übergangs- oder Grauwackengebirge.	Obersilur, Untersilur, Kambrium mit der Primordialzone. Grauwacken, Thonschiefer, Quarzite und Kalke, sowie Graptolithenschiefer und Alaunschiefer.	Vegetation fast ausschließlich Tange, nur selten Lepidodendren und Calamiten. Tiere sämtlich wirbellos bis auf die ärmlichen Spuren der ersten Fische im obersten Silur. Zoantharia rugosa und tabulata (Halysites, Calamopora); Graptolithen; von Crinoideen namentlich Cystideen, von Brachiopoden Orthis, Strophomena, Pentamerus; von Nautileen Orthoceras, Cyrtoceras, Gomphoceras; von Trilobiten Paradoxides, Olenus, Agnostus, Calymene.

Erstes Zeitalter: die Urzeit der Erde.

Die **archäischen** Perioden und Formationen.

Periode der zweifelhaften Anfänge organischen Lebens.	Das krystallinische oder Ur-Schiefergebirge. Das Ur-Gneiß-gebirge.	Phyllitformation, Phyllite, Quarzit, Kalke, Chlorit-, Talk- und Graphitschiefer. Glimmerschieferformation, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Kalk, Quarzit. Gneißformation, Gneiß, Hornblendegneiß, Granulit, Quarzit, krystall. Kalk und Graphit.	Spärliche Tange. Die Graphite organischen Ursprunges. Ohne organische Reste.

Aus Obigem ergiebt sich folgende

Gliederung der sedimentären Schichtenreihe.

Känozoische Formationsgruppe.

Quartärformation.

Alluvium,
Diluvium.

Tertiärformation.

Pliocän,
Miocän,
Oligocän,
Eocän.

Mesozoische Formationsgruppe.

Kreideformation.

Senon,
Turon,
Cenoman,
Gault,
Neocom oder Hils, nebst Wealden.

Juraformation.

Oberer und weißer Jura (Malm und Tithon),
Mittlerer oder brauner Jura (Dogger),
Unterer oder schwarzer Jura (Lias).

Triasformation.

Keuper,
Muschelkalk,
Buntsandstein.

Paläozoische Formationsgruppe.

Permische Formation (Dyas).

Zechsteingruppe,
Rotliegendes.

Karbonische oder Steinkohlenformation.
Produktive Steinkohlenformation,
Flötzleerer Sandstein (Millstone grit),
Kulm und Kohlenkalk.
Devonische Formation (Old Red Sandstone).
Silurische Formation.

Archäische Formationsgruppe.
Krystallinische Schieferformation.
Ur-Gneißformation.

Abstammung und frühester Zustand der Erde.

(Kant'sche Hypothese.)

I. Kant. Allgem. Naturgeschichte und Theorie des Himmels. 1755.
P. S. Laplace. Exposition du système du monde. 1796.
Siehe auch F. Zöllner. Über die Natur der Kometen. Leipzig 1872. S. 159 u. a. O.

Unser ganzes Planetensystem verdankt sein Dasein einer einheitlichen Entstehung. In seinem ursprünglichen Zustande wurde dasselbe durch einen von West nach Ost rotierenden Nebelfleck von ungemein hoher Temperatur repräsentiert, dessen zentraler Kern die Sonne bildete und dessen äußerste Grenze weit über die Bahn der entferntesten unserer heutigen Planeten hinausreichte. Durch Wärmeausstrahlung in den kalten Weltraum erfolgte seine Abkühlung, somit Zusammenziehung und infolge davon Beschleunigung der Rotation des Urnebelfleckes. Sobald aber letztere eine gewisse Grenze überschritt, trat die Bildung von äquatorialen Ringen ein, welche infolge ungleicher Beschaffenheit und Erkaltung zerrissen und sich in einzelne Nebelballen, deren jeder von West nach Ost rotierte, auflösten. Aus jedem der letzteren ging ein Planet hervor, jedoch konnte sich bei jedem derselben der nämliche Vorgang der Ringbildung wiederholen, — daher die Trabanten der Planeten und die Saturnringe.

Zu den entscheidenden Beweisen für die Richtigkeit dieser von Kant zuerst ausgesprochenen, von Laplace 41 Jahre später wiederholten, wenn auch selbständig gewonnenen Theorie gehört die Übereinstimmung der Revolutions- und Rotationsrichtung der Planeten, die geringen Neigungen und Exzentritäten ihrer Bahn, die Existenz nicht konsistenter Saturnringe, die gegenwärtige glutflüssige Beschaffenheit der Sonne, die spektralanalytisch nachgewiesene Identität gewisser, den Sonnenkörper zusammensetzender Elemente mit solchen unserer Erde und endlich die Gleichartigkeit der Bestandteile der Meteorite und derjenigen unseres Planeten.

Von der Kant'schen Theorie ausgehend, lassen sich bei fortdauernder

Wärmeausstrahlung nach Zöllner fünf Entwickelungsphasen der von den erwähnten Nebelballen abstammenden Weltkörper unterscheiden:

Erste Phase, die des glühend-gasförmigen Zustandes, repräsentiert durch die planetarischen Nebel.

Zweite Phase, die des glühend-flüssigen Zustandes, repräsentiert durch die Fixsterne mit konstanter Helligkeit.

Dritte Phase, die der Schlackenbildung oder der allmählichen Entstehung einer kalten, nicht leuchtenden Oberfläche. Im Stadium des Überganges aus der zweiten in die dritte Phase befindet sich die Sonne, auf deren glutflüssiger Oberfläche sich zeitweilig bereits Schlackenfelder bilden (Sonnenflecken). Die dritte Phase wird repräsentiert durch die Fixsterne mit veränderlichem Lichtglanze und mit roter, ihrem Rotglut-Zustande entsprechender Farbe. Der Übergang von der dritten zur vierten Phase würde sich bei einem Fixsterne unserem Blicke durch ein allmähliches Verschwinden bemerklich machen.

Vierte Phase, die der gewaltsamen Zerberstung der bereits erkalteten Oberfläche durch innere Glutmasse und dadurch bedingte Eruption der letzteren; ein Ereignis, welches sich durch das plötzliche Aufleuchten eines neuen Sternes offenbart.

Fünfte Phase, die der fortschreitenden Verdickung der Erstarrungskruste, auf welcher sich die Wasserdünste kondensieren, und schließlich völlige Erkaltung des Himmelskörpers.

Unsere Erde hat die vier ersten Stadien des kosmischen Entwickelungsprozesses durchlaufen und ist in die fünfte Phase eingetreten, — ein Ergebnis astronomischer und astrophysischer Beobachtungen, welches die Geologie in der Gestalt, dem spezifischen Gewichte, den Temperaturverhältnissen des Inneren der Erde bestätigt sieht.

---

b. Formationslehre.

Die Fundamental-Formation (Erstarrungskruste).

Der Begriff eines Meeres, aus welchem sich die ersten Sedimente niederschlugen, setzt einen festen Boden voraus, auf welchem es sich ausbreiten konnte, Niederschläge erfordern ein Fundament, Sedimente, mögen sie aus chemischer Solution oder mechanischer Suspension resultieren, müssen ihr Material präexistierenden Gesteinen verdanken. Aus allen diesen Betrachtungen folgt, dass die ganze Reihe der sedimentären Formationen von einer noch älteren, nicht sedimentären Gebirgsformation, der Grund- oder Fundamental-Formation, getragen werden muss, und diese kann nicht anders gedacht werden, denn als ursprüngliche Erstarrungskruste des einst glutflüssigen Erdballes.

Es erscheint zweifelhaft, ob diese primitive Kruste irgendwo an der Erdoberfläche unserer Beobachtung zugängig ist. Vielleicht müssen die untersten schwachflaserigen, nur sehr undeutlich geschichteten, einförmigen Gneißkomplexe an der Basis der archäischen Formation als die Produkte der oberflächlichen Erstarrung des glutflüssigen Planeten angesprochen werden, doch selbst, wenn wir von dieser Möglichkeit absehen, sind wir im stande, gewisse Schlüsse auf ihre minero-chemische Zusammensetzung ziehen zu können. Die Masse unseres Erdballes, seine atmosphärische Hülle mit eingeschlossen, ist von Anfang an bis jetzt dieselbe geblieben; sein Material hat sich weder verringert noch, wenn wir von der geringfügigen Substanzzuführung durch Meteoriten abstrahieren, vermehrt. Neubildungen von Gesteinen beruhen vielmehr nur auf Umgestaltung von früher vorhandenen Felsarten mit Hilfe der Gewässer und Atmosphärilien, oder auf Erstarrung von glutflüssig emporsteigenden Gesteinsmassen. Das Material jeder jüngeren sedimentären Formation geht somit aus der Zerstörung und Regenerierung älterer Schichten, sowie der Eruptivgebilde hervor, welche sich inzwischen hervorgedrängt haben. Die gesamte Schichtenreihe von dem ältesten Komplexe bis zu den Absätzen heutiger Gewässer verdankt deshalb die Hauptmasse ihres Materiales der Zerstörung, Aufbereitung und Verarbeitung der ursprünglichen Erstarrungskruste. Diese letztere muss deshalb die Summe der Substanzen enthalten haben, aus denen die sedimentäre Formationsreihe aufgebaut ist. Der vorwaltende Bestandteil der Gesamtheit unserer Sedimentärgesteine ist die Kieselsäure. Dieselbe nimmt zum Teil in der Gestalt von Quarz (als Quarzit, Sandstein und Sand), zum Teil verbunden mit Basen in der Form von Silikaten einen so vorherrschenden Anteil an der Zusammensetzung der Schichten, dass alle Basen zusammengenommen nur Bruchteile des Betrages dieser Säure sind. Kieselsäure sowohl wie Basen entstammen zum größten Teil der Erstarrungskruste der Erde; weil aber dieselben in dem ursprünglich flüssigen Zustande unseres Planeten nicht nebeneinander bestehen konnten, ohne Silikate zu bilden, so muss die Hauptmasse der Erstarrungskruste aus Silikaten und zwar der überwiegenden Kieselsäure wegen aus saueren Silikaten bestanden haben.

A. Die archäische Formationsgruppe.

(Primitive, vorsilurische, azoische oder eozoische Formationen; Urgebirge.)

Neuere Litteratur über einige archäische Gebiete Deutschlands.

Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Sachsen (Erzgebirge): Blatt Geyer, Elterlein, Annaberg, Marienberg, Zschopau, Lößnitz, Burkhardtsdorf, Wiesenthal, Kupferberg, Zöblitz, Lengefeld, Sayda, Brand, Lichtenberg, Freiberg.

A. Sauer. Über Konglomerate in d. Glimmerschieferformation des sächs. Erzgebirges. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1879. Bd. LII. S. 706.
H. Credner. Der rote Gneiß des Erzgebirges. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877. S. 757.
J. Lehmann. Unters. über die Entsteh. d. altkryst. Schiefergest. mit bes. Bezugnahme auf d. sächs. Granulitgeb., Erzgeb. etc. Bonn 1884.
H. Credner. Das sächs. Granulitgebirge und seine Umgebung. Leipzig 1884; und geol. Führer durch d. sächs. Granulitgeb. Leipzig 1880.
G. Laube. Geologie des böhmischen Erzgebirges. Prag 1876.
Ausführliche Litteraturangaben über d. Erzgebirge u. Granulitgebiet sind enthalten in
A. Jentzsch. Die geol. und min. Litteratur des Königr. Sachsen. Leipzig 1874. S. 16 bis 67.

C. W. Gümbel. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges etc. Gotha 1879. S. 115 bis 175, 308 bis 376.
H. Loretz. Die kambrisch-phyllitische Schieferreihe in Thüringen. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1881. S. 175; ferner Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880. S. 682.
C. W. Gümbel. Geognost. Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges; mit 5 geogn. Karten. Gotha 1868. S. 165—417; 473—648 u. 825—845.

F. v. Hochstetter. Geognost. Studien aus dem Böhmer Walde. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1854. Bd. V. S. 1—66.
F. Becke. Die Gneißformation des niederösterreichischen Waldviertels. Min. u. petr. Mitteil. v. Tschermak. Bd. IV. 1881. S. 189 u. 285.
J. Roth. Erläut. zur geognost. Karte des niederschlesischen Gebirges. Berlin 1867.
E. Schumacher. Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1878. S. 427.
E. Kalkowsky. Die Gneißformation des Eulengebirges. Leipzig 1878.

C. Lossen. Geognost. Beschreib. der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1867. S. 509.
P. Groth. Das Gneiß-Gebiet von Markirch im Ober-Elsass. Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Els.-Lothr. Straßburg 1877.

E. W. Benecke u. E. Cohen. Geognost. Beschreibung d. Umgeg. v. Heidelberg. Strassburg 1881. S. 1—188.

Die archäische Formationsgruppe besteht aus einer, wie es scheint, über 30000 m mächtigen Schichtenreihe von krystallinischen Gesteinen, und zwar in ihrer untern Hälfte vorwaltend aus Gneißen nebst ihnen eingelagerten Hornblendeschiefern, Quarziten und krystallinischen Kalksteinen, in ihren oberen Niveaus namentlich aus Glimmer-, Chlorit-, Talkschiefern und Phylliten, zum Teil auch Konglomeraten. Charakteristisch für diese Formationen ist ihr Reichtum an gleichalterigen Erzlagerstätten. In den Kalksteinen der Ur-Gneißformation glaubten einige Geologen Reste sehr niedrig organisierter Tiere (Eozoon) erkannt zu haben, — eine Ansicht, welche jetzt wohl als widerlegt gelten darf, — und schlugen deshalb vor, die bis dahin als »azoisch« bezeichneten Schichtenkomplexe, weil in ihre Bildungszeit die Morgenröte organischen Lebens gefallen sei, »eozoische« zu nennen. Vor beiden Bezeichnungen verdient jedoch diejenige als »archäisch« den Vor-

zug, weil sie die noch offene Frage, ob zur Zeit der Ablagerung jener beiden Formationen organisches Leben bereits existiert habe, gänzlich unberührt lässt.

Die archäische Formationsgruppe lagert als Produkt der Thätigkeit des urältesten Meeres auf der Erstarrungskruste der Erde auf, ohne dass ihr Kontakt bis jetzt beobachtet worden wäre, und wird von den versteine-

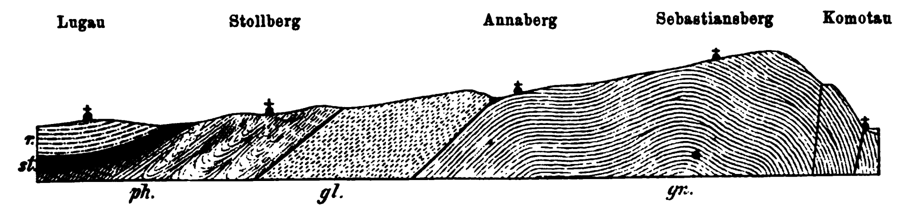


Fig. 131. Profil durch die archäische Formationsgruppe des Erzgebirges. *gn* = Gneißformation; *gl* = Glimmerschieferformation; *ph* = Phyllitformation. Diskordant über letzterer *st* = Steinkohlenformation und *r* = Rotliegendes.

rungsführenden Schichten der untersten Silurformation überlagert, wodurch bewiesen wird, dass sie vor dem Silur zur Ausbildung gelangte. Ihre Verbreitung scheint sich über das ganze Erdenrund zu erstrecken, jedoch ist sie zum großen Teile durch Überlagerung jüngerer Formationen verborgen. Nach bereits angedeuteten petrographischen Unterschieden gliedert sich die archäische Gruppe in

II. die krystallinische Schieferformation,
I. die Ur-Gneißformation.

Die Ur-Gneifsformation.

(Laurentische Formation Nord-Amerikas.)

Petrographischer Charakter. Das Gesteinsmaterial der Ur-Gneißformation, der ältesten, unseren Beobachtungen zugängigen sedimentären Schichtengruppe, besteht wesentlich aus Gneißarten, welche durch Abänderungen in ihrer Struktur auf der einen Seite in die entsprechenden Schiefer, auf der anderen Seite in granitähnliche Gesteine übergehen oder mit solchen wechsellagern. Untergeordnet, aber durch ihre gleichmäßige Wechsellagerung mit den Gneißen zur Deutlichkeit der architektonischen Verhältnisse dieser Formation viel beitragend, treten außerdem zwischen den herrschenden Gneißen] die mannigfaltigsten Amphibolite, krystallinischer Kalkstein, Dolomit, Quarzit, Serpentin, Magneteisenstein und Graphit in Lagern und Zonen von größerer oder geringerer, oder mehr oder weniger gleich bleibender Mächtigkeit auf.

Die zahlreichen Varietäten des Gneißes lassen sich in zwei Hauptgruppen, die Glimmer- und Hornblende-Gneiße, zusammenfassen, je nachdem außer Feldspat und Quarz entweder Glimmer oder Hornblende als

dritter wesentlicher Gemengteil vorhanden ist. Das gewöhnlichste, in allen Verbreitungsgebieten vorwaltende der feldspatreichen archäischen Gebirgsglieder ist der Glimmergneiß in allen seinen durch Abänderung des Gefüges bedingten, in dem petrographischen Teile dieses Lehrbuches bereits beschriebenen Modifikationen. Man hat deshalb besonders flaserige, schieferige, lagenweise zusammengesetzte und stengelige, sowie Augengneiße zu unterscheiden. Je nachdem vorwiegend Magnesiaglimmer oder ausschließlich Kaliglimmer an der Zusammensetzung dieser Gneiße teilnehmen, trennt man letztere in graue (Biotit-) Gneiße und rote (Muscovit-) Gneiße. Die Zahl dieser Varietäten wird noch dadurch vermehrt, dass, ähnlich wie Hornblende, auch Augit, Chlorit, Talk und Graphit für den Glimmer eintreten, gewissermaßen vikariieren können. Infolge davon erscheinen neben dem Hornblendegneiß, freilich meist nur untergeordnet, Augit-, Chlorit-, Talk- und Graphitgneiß in zonenartiger Wechsellagerung mit dem Glimmergneiß. Auch Cordierit kann sich als wesentlicher Gemengteil zu Quarz, Feldspat und zurücktretendem Glimmer gesellen und dann mit diesen (so bei Bodenmais in Bayern und im sächsischen Granulitgebirge) Cordieritgneiß bilden.

Durch Zunahme des Glimmers nimmt der Gneiß schieferige Struktur an und geht durch gleichzeitiges Zurücktreten des Feldspates und Quarzes in Gneißglimmerschiefer und in Glimmerschiefer über. Auf der anderen Seite kann der Gneiß seine Parallelstruktur vollständig verlieren, indem die Glimmerblättchen eine ganz regellose Lage annehmen. Infolge dieser Veränderung des Gefüges geht der Gneiß in Granitgneiß (Lagergranit) über, welcher dann in mächtigen Parallel- oder Lentikulärmassen zwischen dem Gneiße eingelagert und zum Teil durch Übergänge mit ihm eng verknüpft ist. Die Erscheinung, dass der Gneiß infolge des Verlustes seiner Parallelstruktur in ein granitähnliches Gestein, sowie umgekehrt durch Überhandnehmen des die Parallelstruktur bedingenden Minerales in Glimmerschiefer übergeht, dieselbe Erscheinung sehen wir sich bei den Hornblende-, Talk-, Chlorit- und Graphitgneißen wiederholen. Durch solche auf allmählicher Änderung des Gefüges beruhende Übergänge ist der Beweis geliefert, dass die Mehrzahl der mit den Ur-Gneißen wechsellagernden »Granite« gleichen Zeiten und ähnlichen Bildungsprozessen ihren Ursprung verdanken wie die übrigen Glieder dieser Gebirgsformation, dass sie also nicht als Lagergänge und somit später injizierte Eruptivgesteine gedeutet werden dürfen.

Dass das Mischungsverhältnis der Gemengteile der zur Ur-Gneißfamilie gehörigen Gesteine außerordentlich variiert, und dass infolge davon ganz neue Felsarten erzeugt werden, tritt besonders in dem Verwandtschaftsverhältnisse des Granulites zum Gneiß hervor. Wie sich durch Mehrung des Glimmers auf Kosten des Feldspates und Quarzes aus dem Gneiße Glimmerschiefer entwickelt, so entsteht durch Verschwinden des Glimmers

Granulit. Dieses Gestein besteht nur noch aus dünnen, schieferigen Lamellen von Orthoklas und Quarz, kann aber durch das lagenartige Hinzutreten von zahlreichen Glimmerblättchen in Biotitgranulit und durch Annahme flaseriger Struktur in Gneiß übergehen. Dieses dem Gneiße so nahe verwandte Gestein erscheint hier und da im Gebiete der Ur-Gneißformation als untergeordnetes, regelmäßig eingeschaltetes Gebirgsglied (Fig. 132), so bei Aschaffenburg, im Egerthale, bei Krumau in Böhmen, kann aber auch weite Verbreitungsgebiete fast für sich allein einnehmen, so im sächsischen Granulitgebiete, in Böhmen, Niederösterreich und in Lappmarken. Im Granulite Sachsens treten bank- und linsenförmige Einlagerungen von Pyroxengranulit auf. In Schottland und Skandinavien spielt die Hälleflinta eine nicht unbedeutende Rolle als Gestein der Gneißformation. Dieselbe ist als eine sehr feinkörnige, dicht erscheinende Modifikation der Gneiß-Granulit-Gesteinsreihe zu betrachten.

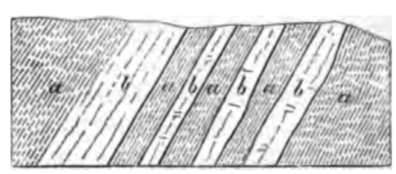


Fig. 132. Gneiß *a* und Granulit *b* in regelmäßiger Wechsellagerung bei Rödenbach im ostbayerischen Grenzgebirge. Nach *Gümbel*.

Unter den zahlreichen untergeordneten Gebirgsgliedern der Ur-Gneißformation sind hervorzuheben: die Amphibolite, welche durch Schwankungen in ihrer Zusammensetzung und Struktur eine höchst mannigfaltige Reihe von Modifikationen bilden, z. B.: Plagioklas-, Granat-, Diallag-, Zoisit-, Salit-Amphibolite, und bei diesen wiederum schieferige und körnige Varietäten. Der Nephrit, ein dichter Strahlsteinschiefer, bildet im Kuenluen, auf Neuseeland, im niederschlesischen Gebirge*) Einlagerungen zwischen Gneißen, Granuliten, Gabbro, Amphibolit und Serpentin. Mit den Amphibolschiefern innig vergesellschaftet tritt im sächsischen Granulitgebirge, in Niederösterreich, im Fichtelgebirge, Zobtengebirge und Norwegen Flasergabbro (Olivingabbro, Saussuritgabbro) in kleineren oder größeren linsenförmigen Einlagerungen auf. In ähnlicher Lagerungsform, wie sie namentlich bei den Amphiboliten ausgeprägt ist (Fig. 133), stellt sich z. B. im Fichtel-

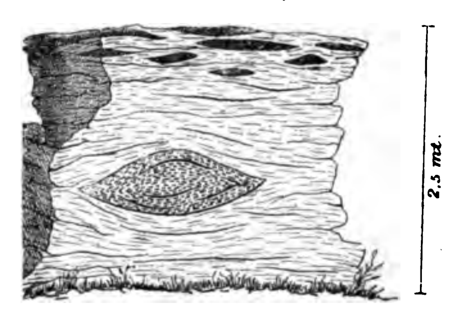


Fig. 133. Größere Linse von Amphibolit und zahlreiche kleinere Linsen von Muscovitgneiß im grauen Gneiß, bei Elterlein im Erzgebirge. Nach *Sauer*.

*) H. Traube. Beitr. z. Kenntnis d. Gabbros, Amphib. u. Serpent. des niederschles. Gebirges. Diss. Greifswald 1884, sowie N. Jahrb. f. Min. III. Beil. Band. 1885. S. 412.

gebirge Eklogit, ferner im Fichtelgebirge, in Niederösterreich, Schweden und Norwegen Olivinfels und zwar Granat- und Bronzitolivinfels ein.

Krystallinischer Kalkstein bildet bis zu 3 oder 400 m mächtige Schichtenkomplexe zwischen dem Gneiß, zeichnet sich durch seine krystallinisch körnige Struktur, sowie durch seinen Reichtum an accessorischen Mineralien, vor allen an Granat, Epidot, Apatit, Zirkon, Turmalin, Flussspat, Graphit, Kupferkies und Schwefelkies, Magneteisenstein, Titaneisenstein, Zinkoxyd aus. Viele dieser krystallinischen Kalksteine sind dolomitisch, seltener sind reine Dolomite. Sie sind zum Teil auf das deutlichste geschichtet, wechseln mit Lagen von Quarzit und Hälleflinta ab, erhalten zuweilen eine bandartige Parallelstruktur durch das zonenweise Auftreten der erwähnten accessorischen Mineralien, hauptsächlich von Graphit, Serpentin, Pyroxen, Tremolith und Apatit. Zwischen Gneiß und Kalkstein findet oft eine enge Verknüpfung durch Wechsellagerung von schwächeren Gneiß- und Kalksteinlagen statt. Quarzit, glasig, körnig oder schieferig (Fig. 134), und ebenso Serpentin (Granat- und Bronzit-Serpentin) treten in bis über 100 m mächtigen, meist scharf geschichteten Zwischenlagern, der Serpentin nicht selten von Chlorit- und Talkschiefern begleitet, in allen Horizonten der Ur-Gneißreihe auf, während Graphit, und zwar entweder ziemlich rein oder mit thoniger Substanz gemengt und dann häufig schieferig, flötzartige Einlagerungen bildet (siehe Fig. 135). Die Gneiße einiger skandinavischen Lokalitäten zeichnen sich durch ihren Gehalt an Bitumen, sowie an Körnchen von Asphalt und Anthracit aus (Fig. 136).

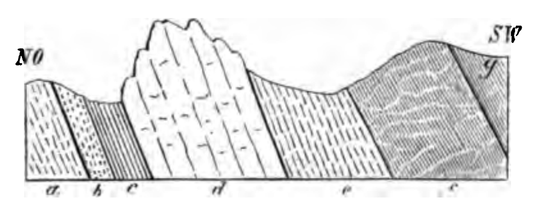


Fig. 134. Profil durch den Pfahl im ostbayerischen Grenzgebirge. Nach *Gümbel*.
a Gneißgranit in Augengneiß übergehend.
b Hälleflinta mit Orthoklas-Ausscheidungen.
c schieferige Hälleflinta.
d Quarzfels des Pfahles.
e rötlicher Augengneiß.
f rötlicher normaler Gneiß.
g dünnflaseriger bunter Gneiß.



Fig. 135. Graphitlager bei Wolmersdorf in Niederösterreich. Nach *v. Hauer*.
1 Quarzitschiefer. *2* Körniger Kalkstein. *3* Hornblendeschiefer. *4* Glimmerschiefer. *I—V* Graphitlager.

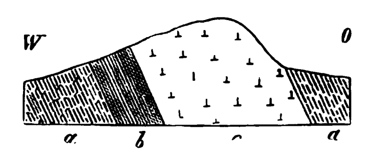


Fig 136. Bituminöser Gneiß von Vermland in Schweden.
a Gneiß, zum Teil Gneißgranit.
b Bituminöser Gneiß und Glimmerschiefer, 30 m mächtig, durch Bitumen schwarz gefärbt: einzelne Lagen enthalten 10 Proz. eines glanzkohlenähnlichen Minerales, welches dem Gneiß in sehr kleinen Körnchen beigemengt ist.
c Hyperit (Diorit?) des Nulleberges.

In den krystallinischen Kalksteinen Canadas, Schottlands und Bayerns kommen in verworren übereinander liegenden Nestern von über Kopfgröße parallel wellige, unregelmäßig konzentrische, mit Lagen von körnigem Kalke abwechselnde Bänder und Streifen von Serpentin vor (Ophicalcite). Diese gebänderten Serpentinballen haben Carpenter und Dawson als Reste einer riesigen, von ihnen Eozoon genannten Foraminifere, und die Kalksteinlager, in welchen sie angehäuft sind, als den neueren Korallenbänken oder Nummulitenfelsen analoge Foraminiferenriffe ansprechen zu dürfen geglaubt. Der organische Ursprung des sog. Eozoon dürfte jedoch jetzt als widerlegt gelten.*)

Ein sehr gewöhnlicher accessorischer Gemengteil der Gneiße, und zwar vor allem der Hornblendegneiße, ist Magneteisenstein, welcher sehr gewöhnlich die genannten Gesteine in feinen Körnchen imprägniert. Manche Zonen, ja einzelne Schichten der Gneißformation, mögen sie nun aus Gneiß oder aus ihm verwandten Gesteinen bestehen, sind dadurch als erzführende Gesteinszonen ausgebildet, dass ihre Gesteinsmassen oft in meilenweiter Erstreckung mehr oder weniger reichlich mit Erzteilchen imprägniert erscheinen. Solche dem Streichen der Formation parallele erzhaltige Schichtenzonen heißen Fahlbänder. Die Mineralien, welche in äußerst feinen Teilchen, gewissermaßen wie Wolken von Erzpartikelchen in das Gestein eingesprengt zu sein pflegen und auf diese Weise Veranlassung zur Bildung von Fahlbändern geben, sind hauptsächlich Magneteisenerz, ferner Schwefelkies, Kobaltkies, Kupferkies, Zinkblende und Zinnstein. Als derartige Erscheinungen sind z. B. zahlreiche Magneteisensteinimprägnationen in Skandinavien, Schottland und Nordamerika, und die Kupferkies- und Zinkblende-Imprägnationen von Kongsberg anzuführen. Innerhalb solcher Imprägnationszonen kann eine Konzentration der fein eingesprengten Erzteilchen zu massiven, lentikulären, flötzartigen oder unregelmäßig gestalteten, also stockförmigen Erzlagerstätten stattfinden, welche dann in der Weise in dem Fahlbande eingelagert sind, dass die Flächen ihrer größten Ausdehnung der Schichtung des Nebengesteines parallel liegen. Besonders ist es Magneteisenerz, aber auch Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies, welche derartige durch die sie umgebende Imprägnationszone mit dem Gesteine verwachsene Erzlagerstätten bilden. Die Gneißdistrikte von Skandinavien, von Canada und New-York liefern Beispiele für solche Vorkommnisse. Ebenso treten im Cordieritgneiße von Bodenmais im bayerischen Walde fahlbandartige Imprägnationen und lentikuläre Einlagerungen von Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies, Zinkblende u. s. w. auf.

Ähnliche Erzlagerstätten können sich auch einstellen, ohne an Fahlbänder

*) K. Möbius. Der Bau des Eozoon Canadense. Mit 18 Tafeln. Palaeontographica. Cassel 1878.

gebunden zu sein. Sie bilden dann selbständige Gebirgsglieder der Gneißformation und haben entweder die Form regelmäßiger Flötze oder diejenige lentikulärer Einlagerungen. In ersterem Falle sind die Grenzflächen solcher Erzlagerstätten nicht selten sehr scharf ausgeprägt und verfolgen meilenweit die größte Parallelität, sowohl untereinander, wie mit der Schichtung der angrenzenden Gneißgesteine (Fig. 137). In ihren Lagerungsverhältnissen entsprechen sie vollkommen Flötzen von Eisenoolith zwischen den Schieferthonen jüngerer Formationen. Am gewöhnlichsten, so in Schlesien (z. B. bei Schmiedeberg), im Erzgebirge, in Bayern, Norwegen, Nordamerika, tritt Magneteisenstein, bei Bodenmais in Bayern, in Canada und Skandinavien aber auch Roteisenerz, Kupferkies und Schwefelkies unter den eben beschriebenen Verhältnissen auf. Außerdem sind Lagerstätten von Rotzinkerz, Willemit und Franklinit bei Franklin in New-Jersey als accessorische Bestandmassen des archäischen Kalksteines oder als flötzartige Einlagerungen in demselben bekannt.

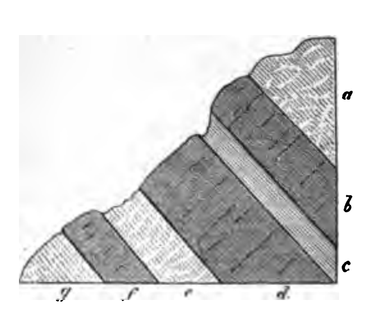


Fig. 137. Magneteisensteinflötze der King Mine in New Jersey. Nach *Würtz*.
a ausgezeichnet flaseriger Gneiß.
b Magneteisenstein mit Apatit 1,3 m.
c Glimmerschiefer.
d Magneteisenstein mit Apatit 3 m,
e Gneiß.
f Gemenge von Magneteisen, Feldspat und Quarz.
g Gneiß.

Die Urgneiße des Bayerischen Waldes gliedert Gümbel in die untere oder bojische und die obere oder hercynische Gneißformation, — erstere besteht wesentlich aus bunten, rötlichen Gneißen, Granitgneißen und Lagergraniten, letztere vorwiegend aus grauen Gneißen mit Einlagerungen von Cordieritgneiß, Hornblendegesteinen, Eklogit, Serpentin, krystallinischem Kalkstein u. a.

Mächtigkeit und architektonische Verhältnisse. Die Mächtigkeit der in ihrem petrographischen Charakter oben kurz geschilderten Ur-Gneißformation beträgt in Canada über 10000 m, in Bayern etwa 30000 m. — Stellen sich auch dem Studium der architektonischen Verhältnisse der Ur-Gneißformation infolge der Unbeständigkeit der petrographischen Eigentümlichkeiten ein und derselben Schichtenzone, ferner infolge der steilen, oft vertikalen Aufrichtung der Schichten bedeutende Schwierigkeiten entgegen, so dürfte doch dieselbe auf zwei Hauptlagerungsformen zurückzuführen sein. Die eine, z. B. im Gneißgebiete des Erzgebirges, sowie im sächsischen Granulitgebirge, ferner in dem der Umgebung von Bergen erkannte, lässt sich als eine kuppelförmige, die zweite in Canada, Brasilien und in zahlreichen Distrikten Skandinaviens vertretene als eine ausgedehnte, weit fortsetzende, zonenartige Lagerung bezeichnen. Im ersteren Falle zeigt sich in den mittleren Regionen eines jeden derartigen

Gneißterrains eine nahezu horizontale, wenigstens sehr flache Schichtenlage, während sich nach den Grenzen zu eine steile Stellung mit nach außen gerichtetem Fallen geltend macht. Bei zonenartigen Lagerungsverhältnissen stehen die mannigfachen Schichtenkomplexe in einseitig aufgerichteter, selbst vertikaler, in synklinaler oder antiklinaler, ja, wie in den Zentralalpen, in fächerförmiger Stellung (Zentralmassive der Alpen) nebeneinander (Fig. 138). Dergleichen Schichtenzonen der Ur-Gneißformation besitzen oft

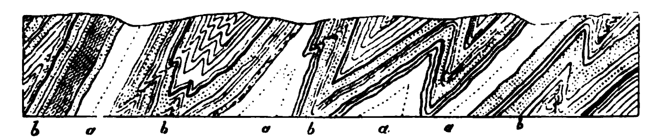


Fig. 138. Architektonische Verhältnisse der Ur-Gneißformation der Gegend von Grenville, Canada. Nach *Logan*. *a* krystallinischer Kalkstein. *b* Gneiß und Quarzit.

sehr bedeutende Ausdehnung. So erstreckt sich die brasilianische Gneiß- und Glimmerschieferformation in nordöstlicher Richtung über 250 geographische Meilen weit, während ein 64 Meilen langes Profil quer durch die Andeskette, wenige Grade nördlich vom Äquator in seiner ganzen Ausdehnung vertikal oder fast vertikal stehende Schichten der Gneißformation zeigt. Die Gneißzone, welche das geologische Skelet des appalachischen Gebirgssystemes und somit der ganzen östlichen Hälfte des nordamerikanischen Kontinentes bildet (laurentische Formation), erstreckt sich vom Staate Georgia aus bis nach der Mündung des Lorenzstromes und besitzt somit eine Länge von etwa 300 deutschen Meilen.

Lagerungsverhältnisse der Ur-Gneifsformation zu den übrigen Formationen. Die Ur-Gneißformation ist wie bemerkt die unterste unserer Beobachtung zugängige Schichtengruppe. Das Fundament, auf dem sie ruht, wird voraussichtlich die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde sein, während sie selbst als Basis der übrigen Sedimentformen zu betrachten ist. Sie wird meist von der nächst jüngeren Formation, den Ur-Schiefern, zuweilen aber von viel neueren Gebirgsgliedern, so dem Silur, der Steinkohlenformation oder von noch weit jüngeren Schichtenkomplexen ungleichförmig überlagert.

Bei dem Mangel an organischen Resten, welche als Fingerzeig über die Stellung der Ur-Gneißformation in der Schichtenreihe dienen könnten, sind ihre Lagerungsverhältnisse in dieser Hinsicht allein maßgebend, besonders da sich Gesteinsreihen von ähnlichem petrographischen Charakter in jüngeren Formationen wiederholen, also der letztere auch nicht immer sichere Schlüsse auf das Alter des betreffenden Schichtenkomplexes erlaubt. Lagerungsverhältnisse hingegen, wie die in Fig. 139 und 140 wiedergegebenen, können mit Bezug auf das Alter der Gneißformation nur eine Deutung erfahren.

Fig. 139 stellt die geologischen Verhältnisse des Smith's Eisenberges in Michigan dar. Eine krystallinische Schichtenreihe, bestehend aus Quarzitschiefern, Chloritschiefern, Roteisenstein, Jaspis und Hornblendeschiefern bildet in diesem Falle eine steile, enge Mulde in einer einstmaligen tiefen, schmalen Bucht innerhalb der Ur-Gneißformation *d*. Die Schichten des östlichen Flügels dieser Mulde streichen von N nach S und wenden sich dann in vollständigem Halbkreise zuerst nach W und dann nach N, wobei sich ihr Einfallen von einem westlichen in ein nördliches und zuletzt in ein östliches verändert, während sich das Streichen und Fallen des Gneißes in seiner nordwestlichen Richtung gleichbleibt, so dass die diskordante Überlagerung desselben durch die krystallinischen Schiefer an deren südlichem Wendepunkte ihr Maximum erreicht.

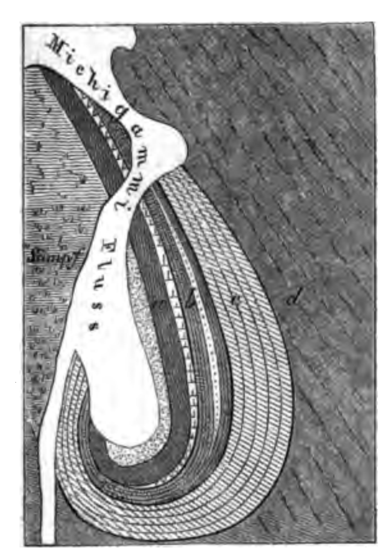


Fig. 139. Smith's Eisenberg in Michigan, südlich vom Lake Superior. (*H. Crd.*)
a Roteisenstein;
b Jaspis, Eisenkiesel und Amphibolitzwischenlager;
c Quarzit- und Chloritschiefer;
d Ur-Gneißformation.

In Fig. 140 ist ein Profil aus dem Staate New-Jersey wiedergegeben. Hornblendegneiße *a*, deren Schichten vertikal nebeneinander stehen, werden hier von flach muldenförmig gelagertem Potsdam-Konglomerat *b*, dem ältesten Silur, diskordant bedeckt; ebenso ist seine nordwestliche Flanke von Untersilur, Potsdam-Konglomerat *b*, Kalkstein *c*, Thonschiefer *d* überlagert. Ganz analoge Verhältnisse wiederholen sich an zahlreichen Punkten Canadas südlich vom Lorenzstrome, sowie Skandinaviens, z. B. an dem Kinnekulle in Westgothland, ferner im Erzgebirge, Granulitgebirge, Böhmer Walde u. a. O. An allen diesen Lokalitäten werden Vertreter der Ur-Gneißformation von krystallinischen Schiefern oder von untersilurischen Schichten ungleichförmig überlagert, müssen also nicht nur früher als diese gebildet worden sein, sondern auch bereits eine Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse erfahren haben, ehe untersilurische Sedimente abgesetzt wurden.

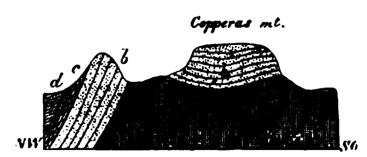


Fig. 140. Untersilur diskordant auf laurentischen Hornblendegneißen. Copperas Mt., New-Jersey. Nach *Cook*.

Die **Verbreitung** der Ur-Gneißformation ist eine sehr allgemeine, indem diese auf der ganzen damaligen Erdoberfläche zur Ausbildung ge-

kommen zu sein scheint. In allen größeren Länderkomplexen, von welchen wir überhaupt geologische Kenntnisse besitzen, tritt dieselbe und zwar mit konstanter Gleichförmigkeit ihres Gesamtcharakters auf. Ein großer Teil des Fichtelgebirges, des Erzgebirges, des Riesengebirges und Böhmens besteht aus Gliedern der Ur-Gneißformation. Von dem südwestlichen Böhmen aus erstreckt sich eine Schichtenzone über den Böhmer und den Bayerischen Wald bis zur Donau, welche zum großen Teile dem Ur-Gneiße angehört. Dasselbe Alter kommt dem sächsischen Granulitgebirge zu, welches sich in Form eines elliptischen Schichtengewölbes am Nordabfalle des Erzgebirges zwischen Rochlitz und Chemnitz ausdehnt. Gleichalterige Gneiße und Gneißgranite setzen ferner die Zentralalpen zusammen, ebenso sind sie in Schottland und auf den Hebriden, in Wales und Cornwall, am großartigsten in Europa jedoch in Skandinavien und Finnland verbreitet. In Nordamerika tritt das Ur-Gneißsystem in zwei Zonen zu Tage, deren nördliche sich aus der arktischen Region in südöstlicher Richtung bis zum oberen Mississippi und von da in östlicher Richtung durch Minnesota und Wisconsin nach dem Superior, Huron und Ontario See und nördlich vom Lorenzstrome hin bis zum atlantischen Ozeane erstreckt. Die andere, die appalachische Gneißzone, beginnt an dem Südufer der Lorenzmündung, läuft in südwestlicher Richtung parallel dem Gestade des Meeres durch sämtliche atlantische Staaten bis nach Alabama hinein. Außerdem treten noch einige isolierte Gneiß-Areale westlich vom Mississippi auf. In Südamerika besitzt die Gneißformation in dem brasilianischen Küstengebirge, in Venezuela und den Andes eine enorme Verbreitung. Auch in Afrika (Guinea, Goldküste, Kamerun, am Congo, Orange und Zambesi, in Abyssinien), in den Hochgebirgen Asiens, in China, Japan und Bengalen ist dieselbe nachgewiesen, endlich besteht der größte Teil von Grönland, soweit dieses bekannt und eisfrei ist, aus Gneißen.

Die krystallinische oder Ur-Schieferformation.

(Die huronische Formation Amerikas.)

Auf den Ur-Gneißen lagert die krystallinische Schieferformation und besteht aus einer über 8000 m mächtigen Schichtenreihe von vorwaltenden Glimmerschiefern, Phylliten und Quarziten mit eingelagerten Amphiboliten, Gneißen, krystallinischen Kalksteinen und zahlreichen Erzlagerstätten, welche dieser Schichtengruppe eine bedeutende technische Wichtigkeit verleihen. Es sind also zum Teil dieselben Gesteine, wie sie bereits in der Ur-Gneißformation auftreten, jedoch herrschen jetzt die schieferigen, also feldspatarmen, vor den körnigen, flaserigen, feldspatreichen vor, während früher das umgekehrte Verhältnis stattfand.

Petrographischer Charakter. Die Hauptgesteine der krystallinischen Schieferformation sind zu unterst Glimmerschiefer und darüber Phyllit. Ersterer ist stets ausgezeichnet geschichtet und besteht zuweilen fast allein aus zum Teil bis Quadratzoll großen Schuppen von lichtem Kaliglimmer oder dunkelem Magnesiaglimmer (Muscovitschiefer und Biotitschiefer oder heller und dunkeler Glimmerschiefer). In anderen Fällen ist er so quarzreich, dass er sich dem Quarzite nähert, und endlich geht er zuweilen durch Aufnahme von Feldspat in Gneißglimmerschiefer und Gneiß, ja in Granitgneiß über (siehe Profil Fig. 141). Nicht selten treten im Glimmer-

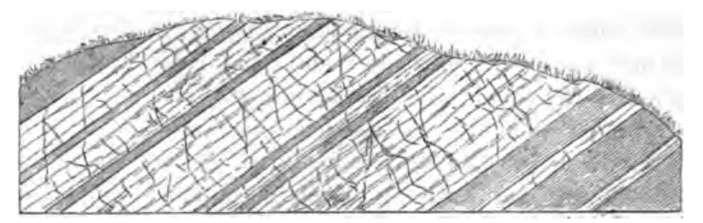


Fig. 141. Profil durch wechsellagernde Bänke von Granitgneiß (*a*) und Gneißglimmerschiefer (*b*) bei Geringswalde im sächsischen Mittelgebirge. Nach *Dathe*.

schiefer knoten- und flach linsenförmige Nester von Quarz auf, welchen sich die Lagerung dieses Glimmergesteines anschmiegt, wodurch dasselbe eine großflaserige Struktur erhält. Von accessorischen Bestandteilen sind Feldspat, Staurolith, Andalusit, Hornblende und Turmalin häufig. Ganz konstant pflegt Granat im Glimmerschiefer aufzutreten. Nimmt dessen Menge sehr zu, so entsteht Granatglimmerfels. Durch garbenförmige oder weizenkornähnliche, dunkele Konkretionen gehen lokal (so am sächs. Granulitgebirge) Garbenschiefer und Fruchtschiefer hervor. Wie bei den Gneißen, so kann auch bei den Glimmerschiefern der Glimmer durch Hornblende, Chlorit oder Talk verdrängt werden, so dass Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefer entstehen, welche meist untergeordnet zonenweise zwischen den Glimmerschiefern, oft aber auch als selbständige mächtige Schichtenkomplexe auftreten, so am Großglockner und Monte Rosa, im Ural und in Brasilien, so in den südlichen atlantischen Staaten und am Lake Superior in Nordamerika; wird der Glimmer durch Schuppen von Eisenglanz ganz oder teilweise vertreten, so entstehen Lager von Eisenglimmerschiefer, wie sie in dem Schichtenbaue Brasiliens und Georgias eine Rolle spielen.

Der Ur-Thonschiefer (Phyllit) setzt in den meisten Schiefer-Territorien die oberen Niveaus dieser Formation zusammen. Er pflegt reich zu sein an Linsen, Knauern, Knoten und Adern von Quarz, welche oft von chloritischen Wolken und Schmitzen durchzogen und von Feldspat durchwachsen sind. Als besondere Varietäten des Phyllites sind hervorzuheben: Quarz-Phyllit, bestehend aus schichtenartiger, oft feinster Wechsel-

lagerung von Quarz und Phyllit, — Feldspat-Phyllit, ausgezeichnet durch seine Führung von Albitkörnern, — Kalk-Phyllit mit Calciteinsprenglingen, — Chiastolithschiefer, Ottrelitschiefer und Chloritoidphyllit, reich an Chiastolithsäulen, sowie an Chloritoid- und Ottrelitblättchen, endlich je nach dem Grade ihrer Krystallinität glimmerglänzender und thonschieferähnlicher Phyllit, sowie Dachschiefer, ohne Quarzknauern, ebenschieferig. An Stelle des Phyllites können ebenfalls höchst mannigfaltig ausgebildete Sericitschiefer treten. Durch Zunahme der Feldspateinsprenglinge gehen aus den Feldspatphylliten und -sericitschiefern Phyllitgneiße und Sericitgneiße hervor (vergl. Fig. 142), so im Taunus, Böhmer Wald, Fichtelgebirge, Thüringen, Erzgebirge, Granulitgebirge. In vielen Phyllitgebieten treten Einlagerungen von Porphyroiden auf, d. h. Schiefer oder massige Gesteine von feinkörniger bis dichter Grundmasse mit porphyrisch ausgeschiedenen Quarz- und Feldspatindividuen.

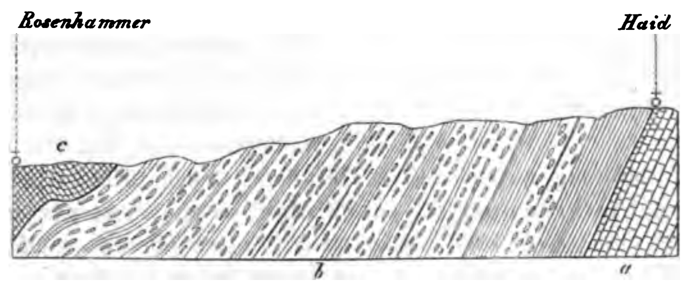


Fig. 142. Profil aus dem Urschiefergebirge des Fichtelgebirges. Nach *Gümbel*.
a Quarzitschiefer.
b Thonschiefer, wechsellagernd mit Phyllitgneiß.
c Thonschiefer.

Eine wichtige Rolle spielen die Quarzite in der Ur-Schieferformation, welche dickbankig, plattig oder schieferig, glasig oder körnig und dann sandsteinartig sein können. Sie sind meist scharf geschichtet, zeigen z. B. in Dalekarlien und in Michigan sehr deutlich ausgeprägte, über große Flächen verbreitete und sich von Schicht zu Schicht wiederholende Wellenfurchen und gehen durch Überhandnehmen der schieferigen Struktur, welche namentlich durch Glimmer-, Talk- oder Sericitbeschläge auf den Schichtungsflächen hervorgebracht wird, in Quarzitschiefer über. Zu diesem steht der Itacolumit in einem sehr nahen verwandtschaftlichen Verhältnisse, indem er eine Quarzitvarietät repräsentiert, deren Biegsamkeit auf ihrem Reichtume an feinen Glimmer- und Talkschuppen, sowie an Kaolinkörnchen beruht. Er ist ebensowohl in Brasilien, wo er seine Hauptentwickelung findet, wie in Virginia, Carolina und Georgia in Nordamerika das Muttergestein von Diamanten und führt außerdem, wie später gezeigt werden

wird, in beiden Regionen Gold. Unter ähnlichen Verhältnissen wie die Quarzite erscheinen innerhalb mancher krystallinischen Schiefer-Gebiete von Kohlenstoff schwarzgefärbte Graphitoidschiefer.

In der Glimmerschieferformation treten bei Obermittweida und Wiesenthal im Erzgebirge scharf umrandete, z. T. kugelrunde Gerölle von verschiedenartigen Gneißen, Quarziten und krystallinischem Kalkstein auf, welche förmliche Konglomeratbänke bilden.

Häufige und zum Teil sehr mächtige Einlagerungen im Gebiete der krystallinischen Schieferformation bilden grobkrystallinische bis feinkörnige Kalksteine, Dolomite und dolomitische Kalksteine von weißer, rötlicher oder grauer Färbung und mehr oder weniger regelmäßiger, weitläufiger oder enger Schichtung. So tritt nahe der unteren Grenze der huronischen Formation von Michigan eine 600 bis 1000 m mächtige Gruppe von außerordentlich deutlich geschichteten, hier und da mit dünnen Quarzitlagen wechsellagernden, dolomitischen Kalksteinen auf (Fig. 143, *c*).

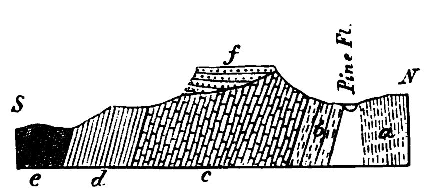


Fig. 143. Unterhuronische Schichtenreihe in der Menomonee-Gegend in Michigan. (*H. Crd.*) *a* Laurentischer Gneiß. — *b* huronischer Quarzit. — *c* Kalkstein 1000 m. — *d* Roteisenstein 250 m. — *e* Chloritschiefer 450 m. — *f* silurischer Potsdamsandstein mit primordialer Fauna.

In Verbindung mit derartigen Gesteinen stehen nicht selten Kalkglimmerschiefer und Kalkthonschiefer, welche nicht nur an vielen Lokalitäten mit den Kalksteinen zu wechsellagern pflegen, sondern auch deutliche Übergänge in diese verfolgen lassen, indem die dünnen Lamellen oder Membranen von Thonschiefer oder von Glimmer, Chlorit und Talk, welche die einzelnen Lagen trennen, nach und nach vollständig verschwinden. Amphibolite und zwar z. T. feldspatführende oder chloritische Hornblendeschiefer, sowie Augit-, Biotit-, Epidot- und Granat-Amphibolite von körniger, flaseriger, gebänderter und schieferiger Struktur, ferner Aktinolithschiefer, sind ebenfalls häufige Erscheinungen, z. B. am sächsischen Granulitgebirge, im Fichtelgebirge, im bayerischen Walde. Flötze von Graphitschiefern sind sehr gewöhnlich zwischen den Glimmerschiefer Europas und Nordamerikas zwischengelagert. Auch Serpentine sind in manchen dieser Terrains häufig, so im Ural, in Skandinavien, Schottland, in Schlesien, wo sie z. T. in Verbindung mit schieferigem Olivinfels (so bei Fatmomak in Jemtland) als weitausgedehnte, aber nicht sehr regelmäßige Lager vorkommen. Während in diesem Gesteine nicht selten Chromeisenerz in Trümern und Nestern gefunden wird und zahlreiche Lagerstätten von Brauneisenstein mit den Kalksteinen der Ur-Schieferformation in Verbindung stehen, tritt Roteisenerz in Form ansehnlicher Schichtenkomplexe als selbständiges Gebirgsglied auf, so z. B. im nördlichen Wisconsin

und auf der oberen Halbinsel von Michigan. Hier überlagert der Roteisenstein (siehe Fig. 143) die Quarzite, Kalksteine und stellenweise auch Chloritschiefer in einer über 250 m mächtigen Gruppe von dünnschieferigen bis dickbänkigen Schichten, von denen arme, kieselige mit eisenreicheren bandartig abwechseln. In einzelnen Zonen dieses Schichtenkomplexes verlieren sich jedoch die Jaspislagen vollständig, so dass abbauwürdige, bis 20 m mächtige, flötzartige Einlagerungen von reichem Roteisenstein entstehen. Von Interesse ist die Thatsache, dass auf den Schichtungsflächen mancher Roteisensteine Wellenfurchen und, in Wechsellagerung mit den genannten Erzen, sehr gewöhnlich eisenschüssige Quarzit-, Eisenkiesel- und Jaspis-Konglomerate und -Breccien beobachtet wurden.

Magneteisenstein bildet zwischen den Thon-, Talk- und Glimmerschiefern vieler Gegenden, so z. B. des nördlichen erzgebirgischen Schieferterrains bei Berggieshübel, wenn auch keine selbständigen Gebirgsglieder, so doch zum Teil sehr mächtige Lager, welche die Gestalt flach linsenförmiger Nester oder ausgedehnter Flötze besitzen. Unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen, wenn auch seltener, treten Schwefelkies und Kupferkies und dann gewöhnlich vergesellschaftet auf. In diesem Falle ist die teilweise Sonderung der Schwefelkiese und Kupferkiese in verschiedene, bei aufgerichteter Stellung der Schichten übereinander liegende Etagen bemerkenswert, deren untere aus vorwaltendem Kupferkies, deren obere meist aus Schwefelkies besteht. Zu den großartigsten Vorkommen dieser Art gehören die Kupfererzlagerstätten von Ducktown in Tennessee (Fig. 144). Dieselben sind ausgedehnte, über 500 m lange und bis 150 m mächtige Imprägnationszonen von Kupferkies- und Schwefelkieseinsprenglingen mit lentikulärem, massivem Erzkerne, welche in einer gewissen, von Virginia durch Tennessee bis Georgia verfolgbaren Zone staffelartig vor einander liegen. Allen diesen lentikulären Lagerstätten ist die Anordnung der sie bildenden Mineralien zu vier durchaus verschiedenen Horizonten gemeinsam, von denen die beiden obersten *a* und *b* als Produkte des Zersetzungsprozesses von seiten der Atmosphärilien auf die geschwefelten Erze zu betrachten sind und aus Brauneisenstein und oxydischen Kupfererzen bestehen, während die dritte *c* als die Etage des vorwaltenden Schwefelkieses und die tiefste *d* als die des Kupferkieses bezeichnet werden kann.*)



Fig. 144. Kupfererzlagerstätte von Ducktown. (*H. Crd.*)
a Brauneisenstein - Ausgehendes.
b Rotkupfererz-Malachit-Etage.
c Schwefelkies-Etage.
d Kupferkies-Etage.
e Kryst. Schiefer, imprägniert von Erzpartikelchen.

Nicht selten führen die Einlagerungen von krystallinischem Kalk und von Amphiboliten mehr oder weniger reichliche Einsprenglinge, Nester und

*) H. Crd. Berg-. u. Hüttenm. Zeitg. 1867. No. 1.

Schmitzen von Bleiglanz, Blende, Kupferkies und Eisenkies (z. B. Schwarzenberg im Erzgebirge).

Ein anderes nutzbares accessorisches Mineralvorkommen der Ur-Schieferformation ist das Gold. Die freilich meist sehr unbedeutende, also dann in technischer Beziehung unwichtige Goldführung fast aller Schieferdistrikte ist konstatiert und in manchen Gegenden Veranlassung zu einer ziemlich ausgedehnten bergmännischen Gewinnung geworden; so in den atlantischen Staaten Nordamerikas, vor allem in Nova Scotia, Virginia, den beiden Carolinas und Georgia, woselbst das Gold auf dreierlei Weise auftritt. Zuerst in Gestalt dünner Drähte, zackiger Blättchen, kleiner arboreszierender Büschel und verzogener Krystalle, verteilt in der Masse oder auf den Schichtungsflächen gewisser, durch äußere Merkmale nicht zu unterscheidender Zonen der Talkschiefer, Quarzitschiefer, Itacolumite, Chlorit- und Glimmerschiefer. Außer in freiem Zustande kommt zweitens das Gold, — und das ist am gewöhnlichsten der Fall, — an Schwefelkies und dessen Zersetzungsprodukt, das Eisenoxydhydrat, gebunden, als Imprägnation in den genannten Gesteinen vor. Die goldhaltigen Schwefelkiese können entweder in der ganzen Mächtigkeit gewisser Schichtenkomplexe gleichmäßig verteilt sein oder sich, und zwar am häufigsten innerhalb der Talkschiefer, ähnlich wie die beschriebenen Kupfererze von Ducktown, zu massiven, unregelmäßig linsenförmigen Erzkernen konzentrieren. Endlich kann das Gold in einer Matrix von Quarz auftreten, der entweder die Gestalt flach linsenförmiger Nester oder flötzartiger Bänke annimmt, und in diesen entweder frei, allein für sich vorkommen, oder mit Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Tellurwismut vergesellschaftet oder auch an Schwefelkies gebunden sein.

Gliederung. Die Ur-Schieferformation gliedert sich in zwei Unterabteilungen (vergl. Fig. 131).

2) zu oberst die **Phyllitformation,** vorwaltend Phyllite oder Sericitschiefer mit eingelagerten Feldspat-Phylliten, Phyllitgneißen, Sericitgneißen, Quarz-Phylliten, Quarziten, Kieselschiefern, Kalksteinen, Hornblendeschiefern. Unten noch mit starkem Glimmerglanz, nach oben sich dem Thonschiefer nähernd und in das sog. **Unter-Kambrium** Thüringens, des Vogtlandes, Erzgebirges und Fichtelgebirges ganz allmählich übergehend, welches hier auch als oberste Abteilung der Phyllitformation aufgefasst werden kann;

1) zu unterst die **Glimmerschieferformation,** vorwaltend Glimmerschiefer (helle und dunkele Gl., Andalusit-, Granat-, Quarzit-, Kalkglimmerschiefer) mit eingelagerten Amphiboliten (Plagioklas-, Granat-, Augitamphibolite, Hornblendeschiefer), Chloritschiefern, Talkschiefern, Erzlagern, krystallinischen Kalksteinen, Quarziten, Garbenschiefern, Gneißglimmerschiefern, roten und zweiglimmerigen Gneißen.

Die **architektonischen Verhältnisse** der krystallinischen Schieferformation sind, ähnlich wie die der Gneißformation, häufig höchst verwickelter Art. Beide eben genannten Formationen treten meist in Verbindung miteinander als langgestreckte Zonen oder als isolierte Territorien von unregelmäßig abgerundeten Konturen innerhalb des Gebietes jüngerer Schichtengruppen zu Tage. Das Skelett dieser Inseln von krystallinischen Sedimentgesteinen bilden gewöhnlich Gneiße, dessen Ausfüllung hingegen und beiderseitige Flanken die Ur-Schiefer (siehe Fig. 145 und 146.) Wird



Fig. 145. Profil durch die zentrale Tauernkette. Nach *Heinr. Crd.*
1. Gneißgranit und Gneiß, Ur-Gneißformation;
2. Krystallin. Kalkstein,
3. Glimmerschiefer,
4. Kalkglimmerschiefer,
5. Chloritschiefer,
6. Quarzitschiefer,
} kryst. Schieferformation.

Fig. 146. Profil durch die Eisenregion von Negaunee in Michigan. (*H. Crd.*)
a Gneißformation.
b krystallinische Schiefer, Quarzite, Kalksteine, Eisensteine, Hornblendeschiefer.

schon durch derartige Lagerungsverhältnisse ein mulden- oder muldenbuchtförmiger Bau bedingt, so wird dieser durch sich vielfach wiederholende Knickungen, also dem Hauptbecken untergeordnete Synklinal- und Antiklinalbildungen noch hervortretender. Dazu gesellen sich sehr häufig bis ins kleinste gehende, zickzackähnliche Faltungen und Windungen der Schichten, so dass das Vorherrschen sich oft wiederholender synklinaler und antiklinaler Architektur zu den charakteristischen Eigentümlichkeiten der Ur-Schiefer gerechnet werden muss. Der Fallwinkel dieser verschiedenen Muldenflügel kann freilich ein sehr verschiedener sein, so dass die betreffenden Schichten auf dem Kopfe stehen oder sehr flach gegen einander einfallen können. Tritt die Ur-Schieferformation rings um die Ränder eines Gneißgebietes auf, so findet gewöhnlich eine mantelförmige Umlagerung statt, wobei die Schiefer vom Gneiße weg, also von innen nach außen fallen. In außerordentlicher Regelmäßigkeit ist dies rings um die sächsische Granulitformation der Fall.

Die **Lagerungsverhältnisse** der Ur-Schieferformation zu den übrigen Sedimentärformationen weisen ersterer auf das zweifelloseste ihren Platz ziemlich nahe der Basis der gesamten Schichtenreihe an. An sehr vielen Punkten ist die diskordante Überlagerung der Ur-Schiefer durch untersilurische Gebilde beobachtbar. Die in Fig. 147 und 148 wiedergegebenen

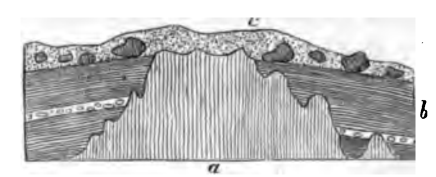


Fig. 147. Quarzitschiefer *a*, diskordant überlagert von untersilurischem Sandstein *b*; bei Marquette am Lake Superior. (*H. Crd.*)



Fig. 148. *a* kieseliger Roteisenstein. *b* untersilurischer Sandstein. Aus der Menomonee-Region. (*H. Crd.*)

Profile mögen als erläuternde Beispiele dienen. In ersterem lagert dem untersten Silur angehöriger Sandstein flach geneigt auf den Schichtenköpfen des Quarzites. Seine ursprünglich zackigen Konturen sind von der silurischen Brandung abgerundet und von den Wogen des Silurmeeres glatt geleckt worden. Sehr charakteristisch sind die durch Fig. 143 erläuterten Lagerungsverhältnisse; hier lagert die krystalline Schichtenreihe auf den Ur-Gneißen und wird von Potsdam- (untersilurischem) Sandstein diskordant überlagert. Ebenso interessant ist ein dem vorigen benachbarter Aufschluss (Fig. 148). Er zeigt, dass die Spalten, welche sich von der Oberfläche des der Glimmerschieferformation angehörigen Roteisensteines in die Tiefe erstrecken, von den Sedimenten des silurischen Meeres ausgefüllt worden sind, und dass sie jetzt als Sandstein- und Konglomeratgänge die krystallinischen Schiefer durchsetzen, nach oben zu aber mit ausgedehnten horizontalen Ablagerungen des primordialen Silurs (z. B. mit Dikellocephalus) im Zusammenhang stehen. Auch die Phyllite des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges, sowie des Vogtlandes und des östlichen Thüringens, des Fichtelgebirges und Böhmens werden vom Silur überlagert.

Die **Verbreitung** der Ur-Schieferformation ist eine etwas geringere als die der Gneiße. Die Ausgehenden der Ur-Schieferformation sind meist an die Ur-Gneißgebiete gebunden, wie bei Erläuterung der architektonischen Verhältnisse bereits erwähnt wurde. In Europa sind die bedeutendsten Verbreitungsgebiete der ersteren: die Tiroler, Salzburger, Oberkärnthener und Schweizer Alpen, der Ostabfall des Böhmer Waldes und des bayerischen Waldgebirges, das Fichtelgebirge, das Schiefergebiet des südöstlichen Thüringens, der südöstliche Teil des Erzgebirges, die Umgebung des sächsischen Granulitgebirges. die Sudeten, der Taunus, Skandinavien, Schottland und die Sierra Nevada in Spanien; — in Nordamerika die Distrikte in der Umgebung des Lake Superior und die sämtlichen atlantischen Staaten; — in Südamerika Brasilien, Venezuela und die Andes. Auch in

Afrika, in Bengalen, Japan und China sind krystallinische Schiefer in zum Teil großer Ausdehnung nachgewiesen.

Eruptivgesteine, Erz- und Mineralgänge im Gebiete der Ur-Gneifs- und Ur-Schieferformation. An zahlreichen Punkten ihres Auftretens werden die Schichten der archäischen Formationen von Eruptivgesteinen, und zwar vorzugsweise von Granit, Syenit, Diorit und Diabas durchsetzt. Vor die Ablagerung des Silurs, also in die archäische Periode selbst, fällt jedoch der Ursprung nur weniger derselben, ihre Mehrzahl ist vielmehr erst in weit späteren Zeiträumen emporgedrungen. Der definitive Nachweis des vorsilurischen Alters gewisser eruptiver Granite und Diabase ist nur in solchen Fällen zu führen, wo auf ihrem Ausgehenden altsilurische Schichten auflagern. In nebenstehender Fig. 149 ist ein Granit *a* dargestellt, welcher von zwei Diabasgängen *b* durchsetzt und im Verein mit diesen von untersilurischem Sandsteine *c* überlagert wird, ohne dass Granit oder Diabas in den Sandstein eindringen, vielmehr ist die Oberfläche beider erstgenannten Gesteine durch Wogeneinwirkung vollständig glatt poliert worden, ehe das Silur zur Ablagerung gelangte. Von sehr zahlreichen Eruptivgesteinen wird ferner die Ur-Gneißformation von Canada durchsetzt. Das älteste derselben ist ein körniger Diabas, welcher 70—100 m mächtige Gänge im Gneiße bildet und ausgezeichnet horizontal säulenförmige Absonderung zeigt. Diese Diabasgänge werden in ihrem Verlaufe von ausgedehnten Syenitstöcken abgeschnitten, in deren Gebiete wiederum noch jüngere Stöcke und Gänge eines typischen, rotbraunen Felsitporphyres auftreten, welcher nicht selten Bruchstücke von Gneiß, Diabas und Syenit umschließt und dann zuweilen den Charakter einer Breccie annimmt. Die Eruption dieser drei Gesteine gehört dem archäischen Zeitalter an, da die untersilurischen Schichten, welche sich auf dem Ur-Gneiße abgelagert haben, von jenen Diabas-, Syenit- und Felsitporphyrgängen nicht durchsetzt werden.

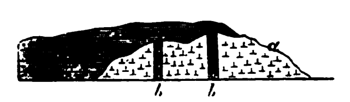


Fig. 149. Granit Point im Lake Superior. *a* Granit; *b* Diabasgänge; *c* untersilurischer Sandstein. Nach *Whitney*.

Lagerungsverhältnisse, wie die eben beschriebenen, sind nicht häufig. Zweifellos fällt die große Mehrzahl der Eruptionen von Gesteinen, welche die archäischen Schichtenreihen durchsetzen, erst in spätere Perioden. Als Beispiel solcher gang- oder stockförmigen Granite, Diorite, Diabase, Syenite und Porphyre, welche zwar archäische Gesteine durchsetzen, also jünger als diese sind, deren Eruptionszeit aber nicht näher zu bestimmen ist, möge an die Granitkerne des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des bömisch-bayerischen Waldes erinnert werden, welche jetzt inselförmig aus dem Gebiete der Gneiße und krystallinischen Schiefer hervortreten; hierher gehören ferner die Granit-, Quarzporphyr- und Kersantitgänge im Erzgebirge, der

Gang von grobkörnigem Granite im Glimmerschiefer von Zwiesel, der beryllführende Pegmatitgang von Langenbielau in Schlesien, — die Gänge von mittweidaer Granit im sächsischen Granulit, die Gänge und Stöcke von Granit, Diorit, Syenit und Minette im Odenwald, die Gänge von Granitporphyr und Diabas im Gneiße des Thüringer Waldes (z. B. bei Bad Liebenstein und Schweina) und zahllose andere stock- und gangförmige Vorkommen. Sehr gewöhnlich ist die Erscheinung, dass die stockförmigen Eruptivmassen gangförmige Ausläufer in das Nebengestein aussenden und umgekehrt Bruchstücke oder Schollen der durchbrochenen Gneiße und krystallinischen Schiefer umfassen. Sehr instruktiv für derartige Erscheinungen sind die von G. vom Rath beschriebenen Granitvorkommnisse auf Elba. Die krystallinischen Schiefer dieser Insel *) werden von einer Unzahl von Granitgängen durchsetzt. Bald treten diese in 10 bis 15 m mächtigen regelmäßigen Mauern zwischen den Schiefern auf, bald gabeln sie sich in mehrere Zweige, die sich zum Teil wieder vereinen, oder schwellen stellenweise zu unförmlichen Massen an. Sie umziehen in einer kranzartigen Zone den Zentralgranit von Elba, welcher an einzelnen Punkten gewaltige Fragmente der umlagernden Schiefer umfasst und dadurch zu einer förmlichen Breccie mit granitischem Cemente wird. Auch Ausbuchtungen und keilartige Injektionen des Hauptgranites in das Nebengestein, ferner Kontaktmetamorphosen der dem Granit benachbarten Schiefer und Kalksteine sind vorhanden. So werden die in der Phyllitformation des Erzgebirges aufsetzenden Granitkerne von Kontakthöfen (zunächst von Andalusitglimmerfels, dann von Frucht- und Fleckschiefer) umgeben (siehe S. 311). Da sich in dem benachbarten erzgebirgischen Rotliegenden Gerölle dieser Kontaktgesteine finden, so ist die Eruption der Granite und die Metamorphosierung der Nachbargesteine bereits vor der Permperiode erfolgt.

Einige dieser eruptiven Partieen innerhalb archäischer Gebiete besitzen infolge ihres Erzreichtums außergewöhnliches geologisches Interesse. Unter ihnen nehmen die zinnerzführenden Granite von Geyer eine hervorragende Stellung ein.**) Die konkordant auf den erzgebirgischen Gneiß folgende Glimmerschieferformation jener Gegend wird von drei inselförmig an die Tagesoberfläche tretenden Granitstöcken durchsetzt, welche in der Tiefe zusammenzuhängen scheinen. Der dortige Granit zeichnet sich durch seinen Plagioklasreichtum, seine Topasführung und seine Glimmerarmut aus, geht aber auf der anderen Seite durch Zurücktreten und Verschwinden des Feldspates stellenweise in Greisen über. Als accessorische Gemengteile

*) Nach Cocchi, Lotti und Dalmer sind jedoch diese krystallin. Schiefer durch Kontaktmetamorphose verändertes Eocän. (Lotti. Isola d'Elba. Roma 1886; — Dalmer. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1884. S. 258).

**) Alfr. Stelzner. Die Granite von Geyer u. Ehrenfriedersdorf, sowie die Zinnerzlagerst. v. Geyer. Freiberg 1865. — F. Schalch. Sekt. Geyer d. geol. Spez.-Karte von Sachsen.

führt dieser Granit Turmalin, Flussspat, Apatit und Zinnerz. Bei seiner Eruption hat er Schollen des Nebengesteines losgerissen, umhüllt und so eine Grenzbreccie gebildet, zugleich aber in dem einen der drei Granitstöcke, und zwar dem »Stockwerke« von Geyer, nahe dem Kontakte mit dem Glimmerschiefer eine überaus großkrystallinische Struktur angenommen, so dass ein riesengranitischer Mantel, »Stockscheider« genannt, den feinkörnigen Granit des Zentrums umlagert. Dieser geyersche Granitstock wird nun von unzähligen, 2 bis 10 cm mächtigen, zugförmig gruppierten Gängen durchschwärmt, welche zum Teil in den ihm benachbarten Glimmerschiefer fortsetzen und Quarz, Topas, Arsenkies und Zinnerz führen und auf beiden Seiten von mehrere Zoll breiten Imprägnationen (Zinnzwitter) begleitet werden. Außerdem durchziehen solche Imprägnationszonen (Fahlbänder) auch unabhängig von den Gängen die Granitmasse, welche auf diese Weise zu einer stockwerkartigen Zinnerzlagerstätte wird. Höchst merkwürdiger Natur sind die Verhältnisse des zinnführenden Granites von Zinnwald.*) Derselbe bildet im Vereine mit Greisen eine flache Kuppel, welche nach außen allseitig durch Übergänge und schlierige Wechsellagerung mit einem das Ganze mantelförmig umlagernden Porphyr in engster Verbindung stehen. Der Greisen enthält Zinnsteinkörner und tritt in Form von Nestern, Lagern und stockförmigen Partieen innerhalb des Granites auf. In dieser Granit-Greisen-Kuppel sind nun parallel zu deren Oberfläche flötz- oder schmitzförmige Lager von symmetrisch-lagenförmig angeordnetem Quarz, Glimmer, Flussspat, Wolfram und Zinnstein eingeschaltet, welche demnach wie glockenförmig übereinander gestellte Schalen erscheinen und unter dem Scheitel der Kuppel flach liegen, nach deren Peripherie zu aber allseitig abfallen. Das ganze Stockwerk wird außerdem noch von schwachen zinnerzführenden Gängen durchsetzt.

Als älteste Sedimentärgesteine wurden die archäischen Schichten von der Summe aller der Faltungen, Quetschungen und sonstigen Störungen betroffen, welche sich im Verlaufe sämtlicher späterer Perioden auf die Erdkruste äußerten und der Kontraktion des sich abkühlenden Erdballes zuzuschreiben sind. Jedoch beweist die vielerorts zu beobachtende ungleichförmige Überlagerung der archäischen Formationen durch das Silur, eine Überlagerung, welche ihr Maximum da erreicht, wo horizontale Silurschichten das Ausgehende vertikal stehender archäischer Schichten bedecken (z. B. in Skandinavien und Michigan; siehe Fig. 143, 147 und 193), dass die Aufrichtung der letzteren in vielen Arealen bereits vor Beginn der Silurperiode, also am Ende des archäischen Zeitalters sich vollzogen hat.

Abgesehen von zum Teil höchst verwickelten Lagerungsverhältnissen

---

*) Ed. Reyer. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879. S. 7. — E. Reyer. Zinn. Berlin 1881. S. 6. — H. Müller. Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1865. S. 179.

hatten derartige Stauchungen in sehr vielen archäischen Territorien Spaltenbildungen und diese zum Teil beträchtliche Verwerfungen, namentlich aber die Bildung von **Erzgängen** im Gefolge, deren Ursprungszeit freilich nur in den seltensten Fällen festzustellen ist. Auf solche Weise wurde das Erzgebirge zu einem der wichtigsten und berühmtesten Gangdistrikte. Das vorwaltend aus Gneiß gebildete Hochplateau des Erzgebirges ist, und daher stammt sein Name, die Heimat zahlreicher Erzlagerstätten, von denen einige Zinnerzvorkommen bereits oben Erwähnung gefunden haben. Unabhängig von diesen, sowie von zahlreichen Rot- und Brauneisensteingängen zieht sich von Meißen aus über Freiberg, Marienberg und Annaberg bis nach Joachimsthal eine, freilich lückenhafte Zone von Silber- und Bleierz führenden Gängen in südwestlicher Richtung schräg über den breiten Längsrücken des Gebirges. Innerhalb dieser Zone bilden sie Gangzüge, Ganggruppen und zerstreute Gänge von der vielfältigsten Streichungsrichtung. Das wichtigste Erzgebiet ist gegenwärtig das der Umgegend von Freiberg. In dem dortigen Gneiße setzen sehr verschiedenartige Gänge auf: 1) die edlen Quarzgänge, von denen dort über 150 bekannt sind; sie bestehen vorherrschend aus weißem Quarz, Nebengesteinsbruchstücken und neben diesen aus Silbererzen, also vorzugsweise Rotgültig, Glaserz, gediegen Silber, Melanglanz u. a. 2) Kiesige Bleigänge (über 300) aus Quarz, Bleiglanz, Blende, Schwefelkies, Kupferkies, Arsenkies bestehend. 3) Edle Bleigänge (etwa 400) aus Braunspat, Manganspat, Quarz und silberhaltigem Bleiglanz, zuweilen auch Rotgültig und Silberglanz bestehend. 4) Barytische Bleigänge (ungefähr 130) mit Schwerspat, Flussspat, Quarz, Bleiglanz, Blende, Kupfer- und Schwefelkies in lagenartiger Anordnung. 5) Kupfererzgänge, Kupferkies, Buntkupfererz, Fahlerz u. a. Kupfererze enthaltend. Die Streichungsrichtung dieser Gänge ist eine sehr verschiedenartige, bald eine nordwestliche, nordöstliche oder rein nördliche, doch tritt gewöhnlich eine größere Anzahl gleich streichender Gänge zu Zügen zusammen, die sich dann gegenseitig kreuzen und sich an solchen Stellen durch besonderen Erzreichtum auszeichnen. Die Kobalt-, Wismut-, Silbererzgänge, sowie die Kupfer- und Bleierzgänge von Schneeberg setzen in den mit Hornblendeschiefern wechsellagernden Phylliten des südwestlichen Erzgebirges auf.

Außerhalb des Erzgebirges sind als archäische Erzgang-Distrikte beispielsweise zu erwähnen die Umgegend von Kupferberg in Schlesien, wo Kupfer, Bleiglanz, Silbererze und Schwerspat führende Gänge im Glimmerschiefer, Phyllit, namentlich aber im Amphibolschiefer in der Nachbarschaft von Quarzporphyren aufsetzen. Ferner der Distrikt von Przibram in Böhmen,*) welcher aus den Thonschiefern, Quarziten und Grauwackensand-

*) Der Silber- und Bleibergbau zu Przibram. Wien 1875.

steinen der Phyllitformation (Schieferzone A und B Barrande's) besteht, die von zahlreichen Erzgängen durchsetzt werden. Als Gangausfüllungsmasse tritt Quarz, Kalkspat, Braunspat und Schwerspat, namentlich aber Rotgültig, Glaserz, Sprödglaserz, gediegen Silber, silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies auf. Auch in dem altberühmten Silberdistrikte von Kongsberg in Norwegen*) sind vorsilurische und zwar Schichten der Ur-Gneißformation das Nebengestein der dortigen Gänge. Die Umgegend von Kongsberg besteht aus steil aufgerichteten, von N gen S streichenden Gneißen, Glimmerschiefern, Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefern, sowie Quarziten. Innerhalb zweier bestimmter Zonen dieser Gesteine sind dieselben von außerordentlich kleinen Einsprenglingen von Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies und Blende imprägniert. Eins dieser Fahlbänder besitzt etwa 65, das andere, das Hauptfahlband des Oberberges, 400 m Mächtigkeit. Die Gänge streichen rechtwinkelig durch die Schichten des Nebengesteines, also Ost-West, stehen sehr steil und sind nur wenige Zoll mächtig, dahingegen so zahlreich, dass man deren über 500 kennt. Ihre Gangmineralien sind Kalkspat, Flussspat und, wenn auch weniger häufig, Schwerspat, Quarz und Dolomitspat, neben welchen Harmotom, Stilbit, Prehnit u. a. vorkommen. Von Silbererzen führen jene Gänge außer gediegenem Silber Silberglanz, Rotgültig und Sprödglaserz. Merkwürdig ist die Beeinflussung des Erzreichtumes dieser Gänge durch das Nebengestein. Sind nämlich dieselben außerordentlich arm, so weit sie sich im tauben Nebengesteine befinden, so bereichern sie sich mit gediegenem Silber, Silberglanz, Rotgültig u. a. Silbererzen, sobald sie in die Fahlbänder hineinsetzen; nur innerhalb dieser sind sie abbauwürdig, ja haben dieselben sogar noch eine Strecke weit mit gediegenem Silber imprägniert. Diese Anreicherung der Gänge auf ihrer Kreuzung mit Fahlbändern ist jedoch keine gleichmäßige, sich auf das ganze Kreuz ausdehnende, sondern vielmehr nur eine äußerst unregelmäßige und sporadische. Diese Beispiele mögen genügen, um das gangförmige Aufsetzen von Erzen innerhalb archäischer Territorien zu illustrieren.

Nicht selten jedoch sind die in dem archäischen Schichtensystem aufgerissenen Spalten — statt, wie bisher beschrieben, von Kalkspat, Schwerspat, Flussspat, Quarz und Erzen — von Silikaten ausgefüllt, die den Spaltenräumen in Form wässeriger Solutionen zugeführt worden sind. So ist z. B. die sächsische Granulitformation von zahllosen Gängen von Orthoklas, Oligoklas, Kaliglimmer, Magnesiaglimmer, Turmalin, Epidot, Granat, Hornblende, Andalusit, Topas, Zirkon u. a. durchsetzt, deren lagenförmig-symmetrische, stengelige oder drusige Struktur auf Vorgänge hindeutet,

*) Kjerulf u. Dahll. Der Erzdistrikt Kongsberg. Kristiania 1860. — v. Rath. N. Jahrb. f. Min. 1869. S. 434.

welche der zweifellos wässerigen Entstehungsweise der Ausfüllungsmasse der Erzgänge ähnlich waren. (H. Crd. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1875. S. 104.)

B. Die paläozoische Formationsgruppe.

Die paläozoische Formationsgruppe ist eine über 15000 m Mächtigkeit erreichende Schichtengruppe von vorherrschenden Grauwacken, Thonschiefern, Sandsteinen, Kalksteinen und Konglomeraten, in deren untersten Horizonten das organische Leben einerseits in zum Teil überraschendem Formenreichtum, andererseits in außerordentlich großer Anzahl der Individuen auftritt. Die organischen Reste der paläozoischen Formationsgruppe entfernen sich durchgängig in ihrem äußeren Habitus und ihrem inneren Bau weiter von den Organismen der Jetztzeit, als die fossilen Reste der jüngeren Formationen, daher ihre Bezeichnung als paläozoisch. Mit solchen jüngerer Perioden oder gar der Jetztzeit identische Arten sind unter ihnen nicht nachzuweisen. Marine Organismen sind durchaus vorherrschend, doch sind namentlich in den höheren, also jüngeren Niveaus der paläozoischen Formationsgruppe Süßwasser- und Landbewohner nicht ausgeschlossen. Die **Pflanzenwelt**, welche anfänglich nur durch Meeresalgen vertreten ist, erhält später ihren paläozoischen Gesamtcharakter durch die vorherrschende Entwickelung zum Teil riesiger Gefäßkryptogamen namentlich aus der Familie der Calamiten, Farne, Sigillarien und Lepidodendren, denen sich einige Coniferen zugesellen. Die Monokotyledonen sind auf wenige Arten beschränkt, während die Dikotyledonen noch gänzlich fehlen. Die Pflanzenfamilien, welchen die paläozoischen Reste angehören, bilden heute nur noch einen verschwindenden Bruchteil unserer Flora; diese erhält vielmehr ihren charakteristischen Habitus durch das Vorwiegen der Dikotyledonen, denen über 90% der jetzt lebenden Pflanzenarten angehören. — Die große Hauptmasse der paläozoischen Tiere waren Gliedertiere, Mollusken, Anthozoën und Echinodermen. Von den Mollusken sind die Cephalopoden und Brachiopoden am eigentümlichsten ausgebildet und durch eine große Anzahl jetzt bereits seit langen Zeiträumen erloschener Geschlechter vertreten. Als solche sind die Gattungen Orthoceras, Cyrtoceras, Lituites, Clymenia und Goniatites, — ferner Spirifer, Leptaena, Orthis, Productus, Pentamerus und Stringocephalus zu nennen. Dadurch, dass sie vor den im Vergleiche mit ihnen stark zurücktretenden Gasteropoden und Zweischalern bei weitem vorwalten, verleihen sie der Gesamtfauna wesentlich ihren paläozoischen Habitus. Von den Polypen sind die Zoantharia rugosa und tabulata mit den wichtigen Gattungen Cyathophyllum, Streptelasma, Cyathaxonia, Cystiphyllum, Zaphrentis, Calceola, Calamopora, Halysites, Syringopora auf die paläozoischen Zeitalter beschränkt. Dasselbe ist der Fall mit den damaligen Vertretern der Echinodermen, den Blastoideen, Cystideen

und zahlreichen Geschlechtern der eigentlichen Crinoideen, z. B. Actinocrinus, Poteriocrinus, Rhodocrinus u. a., Asteriden und Echiniden erscheinen nur ganz vereinzelt. Die Gliedertiere werden in den paläozoischen Formationen vorzugsweise durch die Trilobiten mit über 1700 Arten repräsentiert, eine Familie, welche bereits lange vor Beginn der mesozoischen Periode erlischt. Von Wirbeltieren sind allein die Fische in größerer Häufigkeit der Individuen und einigem Formenreichtum, freilich auch erst seit der Mitte des paläozoischen Zeitalters entwickelt. Ganz eigentümlich sind für die paläozoische Periode die heterocerkalen Ganoiden (z. B. Palaeoniscus, Amblypterus, Platysomus), und die gepanzerten Ganoiden (z. B. Cephalaspis, Pterichthys und Coccosteus), während die echten Knochenfische noch gänzlich fehlen. Außer durch Fische sind die Wirbeltiere nur noch durch eine beschränkte Anzahl von Amphibien und zwar ausschließlich Stegocephalen (Schuppenlurche) vertreten, zu denen sich am Schlusse des paläozoischen Zeitalters die seltenen Reste eines Reptils, Proterosaurus, gesellen. Die Existenz von Vögeln und Säugetieren war während der paläozoischen Zeitalter noch vollkommen ausgeschlossen.

Gliederung der paläozoischen Formationsgruppe. Bis zum Jahre 1839 pflegte man die mächtige Schichtenreihe, welche sich unmittelbar an die Phyllitformation anschließt und von der Steinkohlenformation überlagert wird, als Übergangsgebirge oder Grauwackenformation zu bezeichnen. Die meist sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse derselben und ihre anscheinende Armut an organischen Resten erschwerten eine Gliederung dieser Schichtenkomplexe außerordentlich. Dieselbe war Murchison vorbehalten, welcher sie nach ihrer Lagerungsfolge und ihren organischen Resten in zwei Formationen sonderte. Die ältere nannte er nach dem Volksstamme, welchem die Ur-Bewohner des Hauptentwickelungsterrains in England angehören, die silurische, — die jüngere nach der Grafschaft Devonshire die devonische. Bereits seit 1831 hatte Sedgwick die ältesten versteinerungsführenden Schichtenkomplexe Englands als kambrisches System abgetrennt; jedoch erlitten dessen Grenzen im Laufe der Zeit vielfache und sehr beträchtliche Verschiebungen. Durch Beobachtungen auf dem europäischen und amerikanischen Kontinente wurde diese Dreiteilung des früheren Übergangsgebirges bestätigt und infolge davon allgemein anerkannt. Die gesamte paläozoische Schichtengruppe zerfällt demnach in folgende Formationen:

4) die permische Formation oder Dyas;
3) die karbonische oder Steinkohlenformation;
2) die devonische Formation;
1) die silurische Formation mit dem Kambrium.

Die silurische Formation.

(Das silurische System; das Silur, nebst dem Kambrium.)

Litteratur, namentlich über das Silur Deutschlands.

R. J. Murchison. Silurian System. 2 vols. London 1839.

R. J. Murchison. Siluria, the history of the oldest known rocks containing organic remains. 5. ed. London 1872.

Sedgwick. Synopsis of the Classificat. of the British palaeoz. Rocks. 1855.

J. J. Bigsby. Thesaurus siluricus; the Flora and Fauna of the silurian period. London 1868.

Ferner zahlr. Aufsätze von Hicks, Hughes, Lapworth, Marr, Salter, Ward u. A. im Quart. Journ. Geol. Society of London u. Geolog. Magazin.

N. P. Angelin. Palaeontologia Suecia. Lund 1851 bis 1854.

J. G. O. Linnarson. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1873. Bd. XXV. S. 675.

Th. Kjerulf. Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen. Deutsch von Gurlt. Bonn 1880.

W. C. Brögger. Die silurischen Etagen 2 u. 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

W. Dames. Geolog. Reisenotizen aus Schweden. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881. S. 415—434.

Fr. Schmidt. Untersuchungen über die silurische Formation von Esthland, Nord-Livland und Ösel. Dorpat 1858; ferner Quart. Journ. geol. Soc. London 1882. S. 514, u. N. Jahrb. f. Min. 1883. II. S. 73, sowie in den Erläut. z. Grewingk's Karte v. Liv-, Esth- u. Kurland. II. Aufl. Dorpat 1879.

R. J. Murchison, E. de Verneuil and Al. v. Keyserling. The Geology of Russia in Europe and the Ural-Mountains. London 1845. vol. I.

J. Barrande. Système silurien du centre de la Bohême. Paris et Prague. 1852 bis 1879. Mit 544 Tafeln.

J. Barrande. Défence des Colonies. Prague et Paris. Bd. I. 1861; Bd. II. 1862. Bd. III. 1865; Bd. IV. 1870.

J. Krejci u. K. Feistmantel. Das silur. Gebiet im mittl. Böhmen. Archiv f. nat. Landesdurchforsch. Prag 1885.

R. Richter. Das silurische System im Thüringischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1869. Bd. XXI. S. 359; ferner ebend. 1872. S. 72, und 1875. Bd. XXVII. S. 261.

H. B. Geinitz. Die Versteinerungen der Grauwackenformation in Sachsen und den angrenzenden Länderabteilungen. Leipzig 1852.

J. Barrande. Die silurische Fauna aus der Umgebung von Hof in Bayern. N. Jahrb. f. Min. 1868. S. 641.

C. W. Gümbel. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 412—461.

H. Loretz. Beitr. z. geol. Kenntnis der kambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1881. S. 175; — ebend. 1883. S. 136; — ebend. 1884. S. 24; — ebend. 1884. S. 120.

K. Th. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Berlin 1884.

A. Rothpletz. Erl. zur geol. Spezialkarte v. Sachsen. Sekt. Frankenberg-Hainichen. Leipzig 1881. S. 12, u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880. S. 447.

F. A. Römer. Beitr. zur Kenntnis d. nordwestl. Harzes. Paläontogr. Kassel 1850. S. 55; 1852. S. 97; 1855. S. 113; 1860. S. 157; 1866. S. 4 u. 7.

C. Giebel. Die silurische Fauna des Unterharzes. Berlin 1858.

E. Beyrich. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1867. S. 247.

E. Kayser. Die Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen etc. Bd. II. Berlin 1878. (siehe ferner sub Devon.)

K. A. Lossen. Gliederung des Harzer Silur. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1868. Bd. XX. S. 216; 1869. Bd. XXI. S. 284; 1877. Bd. XXIX. S. 612. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1880. S. 1.

E. Beyrich u. K. A. Lossen. Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Sektionen des Ostharzes.

G. Gürich. Beitr. z. Kenntnis d. niederschlesischen Thonschieferformation. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882. S. 691.

G. Stache. Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1874. Bd. XXIV. S. 165, 183, 231, sowie Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884. S. 277.

Als silurische Formation bezeichnet man eine bis über 15000 m mächtige Schichtenreihe von vorherrschenden thonigen und sandigen, sowie untergeordneten kalkigen Gesteinen, welche auf den archäischen Formationen auflagern, von der devonischen Formation überlagert werden und zum Teil reich an organischen Resten und zwar ausschließlich an solchen von einstigen Meeresbewohnern, also von Tangen, Korallen, Graptolithen, Crinoideen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten sind, während Land- und Süßwassertiere noch nicht auftreten.

Der **petrographische Charakter** der silurischen Schichtenreihe ist zwar kein konstanter, vielmehr in den verschiedenen Bildungsgebieten des Silurs ein verschiedener, doch lässt sich im allgemeinen annehmen, dass Sandsteine, Thonschiefer, Grauwacken und Grauwackenschiefer, in manchen Gegenden auch Kalksteine die vorherrschenden Gesteinsarten sind, zu welchen sich als untergeordnete Gebirgsglieder Konglomerate, Quarzite, Kieselschiefer, Alaunschiefer, Mergel und Dolomite gesellen. Der verschiedenartige petrographische Habitus der silurischen Formation in ihren einzelnen Bildungsräumen wird durch das Vorwalten oder Zurücktreten, selbst Nichtvertretensein von Gesteinen bedingt, welche in anderen Gegenden gerade die umgekehrte Rolle spielen.

Die Silurformation ist im allgemeinen ziemlich reich an Erzlagerstätten, so dass deren Bildung eine Eigentümlichkeit des silurischen Zeitalters gewesen zu sein scheint, welche sich gewissermaßen noch aus der archäischen Periode her erhalten hat. Es sind namentlich verschiedene Eisenerze, sowie Kupfer-, Blei- und Zinkerze, welche in Gestalt von Flötzen, Imprägnationen und unregelmäßigen Einlagerungen als integrierende, also

gleichalterige Glieder der Silurformation bekannt sind. Hierher gehören die Lager von oolithischem Roteisenerz im Silur von Böhmen und New-York, die Stöcke von Spateisenstein im Silur der Nordalpen, so bei Reichenau, Neuberg, Eisenerz (Fig. 150), Admont, Werfen, Schwatz, die Thuringitschicht

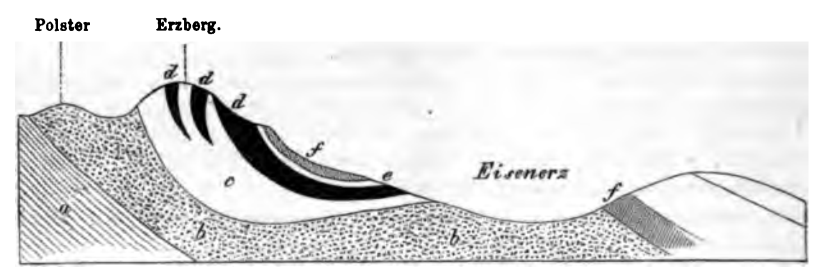


Fig. 150. Profil des Erzberges bei Eisenerz in Steiermark. Nach *A. v. Miller.*
a Thonschiefer. *b* Grauwacke. *c* Kalkstein. *d* Spateisenstein (60—120 m mächtig). *e* Breccienkalk. *f* roter Schiefer.

(ein Gemenge von Thuringit, Chamoisit, Magnetit und deren Zersetzungsprodukten) an der unteren Grenze des Silurs im Thüringer und Frankenwalde, die Alaunschiefer mit mehr oder weniger großem Gehalte von Schwefelkies, die zahlreichen und ausgedehnten Flötze von Brauneisenstein im untersilurischen Dolomite des großen appalachischen Thales von Nordamerika, die Galmei- und Zinkblendelagerstätten von Friedensville in Pennsylvania, die Bleiglanzflötze von Austin in Virginia. Letztere bilden drei unregelmäßig flötzartige Erzlagerstätten, deren Mächtigkeit zwischen 3 und 7 m schwankt, zwischen weitläufig geschichteten Dolomiten und bestehen in der Tiefe selbst aus einem zähen Dolomite mit Quarz-, Kalkspat-, und Bleiglanzknollen, -nestern und -schnüren, während ihr Liegendes stets von einer stellenweise fast metermächtigen Lage von Zinkblende eingenommen wird. Nach der Oberfläche zu ist der Bleiglanz zu Weißbleierz und Pyromorphit, die Zinkblende zu Galmei und Zinkspat zersetzt. Der Schichtenkomplex, welchem diese erzführenden Dolomitbänke angehören, ist sattelförmig gebogen, so dass letztere in sechs Ausgehenden zu Tage treten und auf jeder Seite der antiklinalen Achse drei nach der entgegengesetzten Richtung einfallende Flügel bilden.

Nicht ohne Interesse, ja selbst von technischem Werte ist das wenn auch seltene Vorkommen von Anthracitflötzen zwischen silurischen, zum Teil Graptolithen führenden Schiefern Schottlands, Irlands und Portugals. Das Material dieser Kohlengesteine kann nur von Seetangen abstammen, da während der Zeit seiner Ablagerung höher organisierte Pflanzen noch nicht existierten. Auch das Dasein größerer Steinsalzeinlagerungen im Schoße der Silurformation kann nicht bezweifelt werden, da aus

letzterer zahlreiche Salzquellen, z. B. bei Salina und Syracuse im Staate New-York, entspringen. In der canadischen Provinz Ontario sind im oberen Silur sechs Steinsalzflötze von 2 bis 12 m Mächtigkeit durchbohrt und im Silur der indischen Salt-range ebenfalls mehrere Steinsalzlager erteuft worden.

Die Stellung der silurischen Formation an der Basis der versteinerungsreichen Sedimentärformation ergiebt sich bereits aus ihren Lagerungsverhältnissen. Wie schon früher an Profilen aus Skandinavien und Nordamerika (siehe Fig. 140, 143, 147 und 148) dargethan, überlagert die silurische Schichtenreihe die archäischen Formationen, ist also jünger als diese. Zwar ist die Überlagerung in den meisten Fällen eine ungleichförmige, zuweilen sind jedoch, so namentlich in Böhmen, im Fichtelgebirge, Frankenwald, in Thüringen und zum Teil auch in England die Phyllite mit den silurischen Schichten durch eine fast versteinerungsleere Schichtenreihe, das Unter-Kambrium, so innig verknüpft, dass eine scharfe Grenze zwischen beiden nicht gezogen werden kann. Seine obere Begrenzung erhält das Silur durch die devonische Formation, und zwar findet in Europa sowohl wie in Amerika ein allmählicher Übergang der einen Schichtengruppe in die andere statt.

In den **architektonischen Verhältnissen** der Silurformation herrscht in deren verschiedenen Verbreitungsgebieten nur wenig Übereinstimmung. In gewissen Gegenden, so in den Ebenen Russlands, in dem Flussgebiete des Mississippi, in Schweden, haben die silurischen Schichten keine Störung ihrer ursprünglichen Lagerung erlitten. Sie befinden sich dort in einer Ausdehnung von mehreren Tausend Quadratmeilen in horizontaler oder fast horizontaler Lage, haben somit nur ihr Niveau infolge säkularer Hebung verändert, sind mit anderen Worten nach ihrer Ablagerung auf dem Grunde des silurischen Ozeanes langsam über den Meeresspiegel gehoben worden, ohne eine wesentliche Veränderung ihrer Schichtenstellung zu erleiden. In den meisten Fällen ihres Vorkommens bildet jedoch die silurische Formation infolge gewaltsamer Störungen steil aufgerichtete, geknickte, gefaltete oder durch großartige Dislokationen zerrissene Schichtensysteme, also mulden-, sattel-, fächerförmige oder senkrecht stehende Zonen der verschiedenartigsten Dimensionen und Formen. Ein Beispiel vollständiger Überkippung der Silurformation über das Devon und den Kulm giebt Fig. 195, S. 429. Noch verwickelter und oftmals vollständig verwischt werden diese architektonischen Verhältnisse durch das für manche der paläozoischen Formationen so charakteristische Auftreten der transversalen Schieferung.

Der paläontologische Charakter der Silurformation. Die Flora und Fauna des silurischen Zeitalters war, abgesehen von einigen seltenen und lokal außerordentlich beschränkten Landpflanzen (Lepidodendron im

Obersilur Böhmens,*) im Harz,**) im Vogtlande, in England; Sphenophyllum, Annularia und Sigillaria aus dem Mittel- und Obersilur Nordamerikas), ausschließlich marin. So gehören denn die im Vergleich zu den silurischen Tierformen nur sehr spärlichen Vertreter des Pflanzenreiches bis auf die erwähnten Reste sämtlich den Fucoiden, den Seetangen an. Ihres mangelhaften Erhaltungszustandes wegen ist ihre Bestimmung oft schwierig und ihr paläontologischer Wert deshalb ein geringer. Viele früher für Fucoiden gehaltene Reste haben sich als Kriechspuren von Tieren herausgestellt***), so Cruziana und Arthrophycus (Fig. 151), welcher letztere ganze Schichtenflächen der silurischen Sandsteine Nordamerikas bedeckt. Gewisse Fucoiden erlangen jedoch durch große Anhäufung der Individuen in einzelnen Schichtenzonen, so z. B. dem Fucoiden-Sandsteine Schwedens, einige geognostische Wichtigkeit und haben, wie oben angedeutet, stellenweise sogar das Material zur Bildung von silurischen Anthracitflötzen geliefert.

Hierher gehört Chondrites, als deren weitest verbreitete Spezies angeführt werden kann: Chondrites (Fucoides) antiquus Sternb., welcher in den silurischen Schiefern Böhmens, Skandinaviens und Britanniens häufig vorkommt.

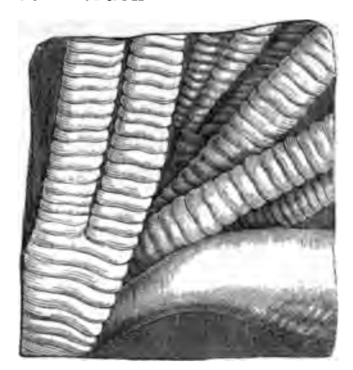


Fig. 151. Arthrophycus Harlani Hall.



Fig. 152. Astylospongia praemorsa Röm.

Eine viel mannigfaltigere Entwickelung, einen viel größeren Formen- und Individuenreichtum hat die Tierwelt bereits während der Silurperiode erlangt. Die bis 1868 bekannte silurische Fauna bestand nach Bigsby aus fast 9000 Spezies, nämlich 161 Protozoën, 507 Cölenteraten, 500 Echinodermen, 154 Anneliden, 1611 Trilobiten, 318 Entomostraceen, 441 Polyzoën, 1650 Brachiopoden, 168 Monomyariern, 541 Dimyariern, 358 Heteropoden und Pteropoden, 895 Gasteropoden, 1454 Cephalopoden und 37 Fischen.

*) Vergl. jedoch Stur. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LXXXIV. I. Abt. 1881. S. 330.

**) Weiß. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. 1884. S. 148.

***) Nathorst. Kgl. Svens. Vetensk-Akad. Handl. Stockholm. Bd. 18. No. 7. 1881 u. B. 21. No. 14.

Barrande berechnete die damals bekannte silurische Fauna auf 10211 Spezies.

Unter den niedrigst stehenden Tieren sind die Spongien unzweifelhaft vertreten. Unter ihnen ist namentlich Astylospongia praemorsa Röm. (Fig. 152) hervorzuheben, welche auf Gothland, in Tennessee und als diluviales Geschiebe in der norddeutschen Ebene in größerer Häufigkeit nachgewiesen ist. Sie hat eine fast vollkommen kugelige Gestalt mit vertiefter Scheitelfläche, von welcher unregelmäßig verlaufende, dichotomierende Furchen ausstrahlen. Von fast derselben Bedeutung ist Aulocopium aurantium Röm. aus dem Untersilur von Esthland und als nordisches Geschiebe, ferner Astraeospongia meniscus Saff. Letztgenannter scheibenförmiger Schwamm zeichnet sich durch die Regelmäßigkeit und Größe seiner sechsstrahligen Spiculae aus.

Die Hauptmasse der silurischen Korallen gehört zu der Abteilung der Zoantharia rugosa, deren Sternlamellen stets vier, nie aber sechs Systeme bilden. Unter ihnen besitzen die Geschlechter Omphyma, Streptelasma, Acervularia, Syringophyllum, Cyathaxonia die größte



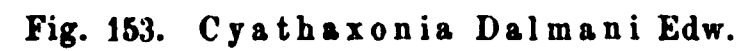


Fig. 153. Cyathaxonia Dalmani Edw.



Fig. 154. Omphyma subturbinata E. H.

Verbreitung. Als besonders bezeichnende Arten mögen hier angeführt werden: Cyathaxonia Dalmani Edw. u. H. (Fig. 153), ein kleiner hier stark vergrößerter, ausgezeichnet kegelförmiger Korallenkelch mit Septalfurche und hohem Mittelsäulchen; ferner Omphyma subturbinata E. H. (Fig. 154). Fast ebenso zahlreich wie die Zoantharia rugosa sind die Zoantharia tabulata im Silur vertreten: ihre Sternlamellen sind verkümmert, dahingegen Querböden in großer Vollkommenheit entwickelt. Namentlich sind die Gattungen Calamopora (Favosites) und Syringopora durch ihren Artenreichtum bezeichnend, steigen jedoch auch bis in das Devon hinauf, — Halysites (Catenipora) hingegen ist ausschließlich silurisch und deshalb ein treffliches Leitfossil. Die wichtigsten Arten sind Calamopora gotlandica Lam. (Fig. 155) und Halysites catenularia Linn. (Catenipora escharoides Goldf.) (Fig. 156). Der Korallenstock der ersteren besteht aus dicht nebeneinander stehenden, lang prismatischen

Zellen, welche zahlreiche horizontale Querböden besitzen und durch Poren in den Seitenwänden miteinander in Verbindung stehen. Bei der zweiterwähnten Art sind lauter im Querschnitte ovale Röhrenzellen mit ihrem schmalen Ende verwachsen und wie Glieder einer Kette aneinander gereiht. Horizontale Querböden sind ebenfalls vorhanden.

Zu den eigentümlichsten organischen Erscheinungen der silurischen Periode gehören die Graptolithen, welche man als den Sertularien ähnliche Entwickelungsstadien von Medusen deutet. Bei ihrer großen Häufigkeit, ihrer auffälligen und leicht kenntlichen Form und ihrer ausschließlich

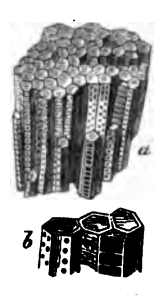


Fig. 155. Calamopora gotlandica Lam.
a in natürl. Größe.
b etwas vergrößert, um die Poren und Querscheidewände zu zeigen.



Fig. 156. Halysites catenularia Linn.

silurischen Verbreitung sind sie eins der wichtigsten Erkennungsmerkmale der Silurformation. Innerhalb derselben bilden sie mehrere, in England und Schonen sogar zahlreiche Horizonte, deren jeder eine ihm eigentümliche Graptolithenfauna birgt*). Die Graptolithen bestehen aus einem Kanale, welcher der Träger der ganzen Polypenkolonie ist und an welchem sich auf einer oder zwei Seiten Zellen entwickeln, die mit ihm in offener Verbindung stehen und wie die Zähne einer Säge hervortreten. Die Graptolithen sind entweder geradlinig oder zu einer konischen Spirale aufgerollt; viele derselben waren ursprünglich zu je zweien an ihrer Basis verwachsen (Fig. 158 und 163); eine Anzahl solcher gabeliger Körper war zuweilen radial um einen gemeinsamen Mittelpunkt geordnet (Fig. 164). Die Reste der Graptolithen liegen fast stets in großer Anzahl vergesellschaftet auf den Schichtungsflächen der silurischen Schiefer (Graptolithenschiefer) und sind in diesem Falle stark zusammengedrückt; in sandigen und kalkigen Gesteinen sind sie zwar seltener, aber dann in natürlicher Wölbung erhalten. Die wichtigsten Graptolithen-Gattungen sind Monograptus, die Achse nur auf einer Seite mit zahnähnlichen Zellen versehen. z. B. M. priodon Bronn (Fig. 157), ferner M. turriculatus Barr. (Fig. 160) und Didymograptus

* Lapworth. Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 5. Vol. III. u. Tullberg, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883. S. 223.

Murchisoni Beck (Fig. 158); Diplograptus, auf beiden Seiten mit Zellenfortsätzen, z. B. D. pristis Hiss.; Rastrites, mit langen, zarten, völlig getrennt und senkrecht auf der Achse stehenden Zellen, z. B. R. Linnei Barr. (Fig. 162), Phyllograptus (Fig. 161), Dichograptus (Fig. 164), endlich Dictyonema, korb-, trichter- oder fächerartig mit radialen, zuweilen dichotomierenden Längsstäbchen, verbunden durch rechtwinkelig auf ihnen stehende Querfäden. Erstere tragen, sobald die gegenseitige Verbindung durch Querfäden aufhört, sie also frei werden, einseitig Zellen und werden dadurch sägeblattförmig; z. B. D. Hissingeri Göpp. (Dames).

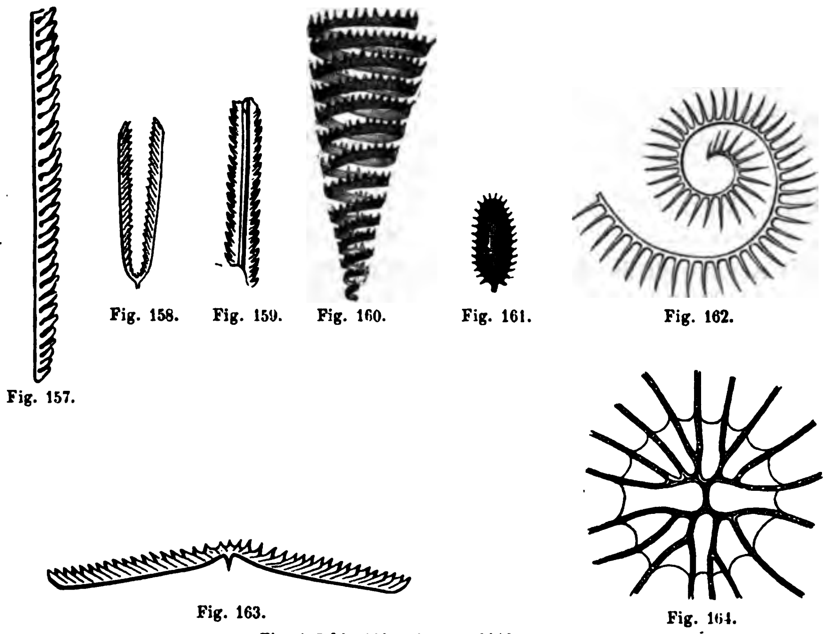


Fig. 157 bis 164. Graptolithen.
157. Monograptus priodon Bronn. — 158. Didymograptus Murchisoni Beck. — 159. Diplograptus pristis Hiss. — 160. Monogr. turriculatus Barr. — 161. Phyllograptus typus Hall. — 162. Rastrites Linnei Barr. — 163. Didymograptus pennatulus Hall. — 164. Dichograptus Logani Hall.

Von den Echinodermen sind die Seesterne (Palaeaster, Protaster, Palaeocoma) und Seeigel (und zwar Perischoëchiniden) meist durch so vereinzelte Individuen vertreten, dass diese ohne Einfluss auf den Gesamthabitus der silurischen Fauna bleiben; dahingegen gehören die Crinoideen zu den charakteristischsten Erscheinungen des silurischen Zeitalters. So ist die Crinoideen-Abteilung der Cystideen, als deren Typus die Gattung Echinosphaerites gilt, wesentlich silurisch und zwar untersilurisch. Unter diesen tritt namentlich der kugelrunde Kelch von Ech. aurantium Wahlenb. (Fig. 165) in zahlloser Menge der Individuen im nördlichen Europa auf. Die übrigen Cystideen-Gattungen, also z. B. Crypocrinus, Caryocystites, Echinoëncrinus, Hemicosmites, kom-

men nur vereinzelter und in beschränkter geographischer Verbreitung vor. Die echten Crinoideen mit großen zusammengesetzten Armen und radial angeordneten Kalktäfelchen haben ebenfalls im Obersilur bereits eine sehr bedeutende Entwickelung erlangt. Verhältnismäßig sehr verbreitet sind die Gattungen Cyathocrinus, Taxocrinus, Melocrinus, Dimerocrinus, Lecanocrinus. Allein aus dem obersilurischen Korallenkalk der Insel Gothland sind 43 Gattungen mit 176 Arten von Encrinoiden beschrieben.

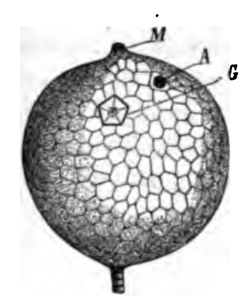


Fig. 165. Echinosphaerites aurantium Hiss. sp. *M* Mund. — *A* After. — *G* Genitalpyramide.

Unter den verschiedenen Abteilungen der Mollusken spielen die Brachiopoden und Cephalopoden die wichtigste Rolle in der silurischen Fauna, und zwar von ersteren namentlich die Geschlechter Siphonotreta, Lingula, Obolus, Discina, Porambonites, Rhynchonella, Spirifer, Strophomena, Atrypa, Leptaena, vorzugsweise aber Orthis und Pentamerus. Man kennt jetzt aus dem Silur gegen 2000 Arten von Brachiopoden, darunter aus dem böhmischen Silurbecken nicht weniger als 640. So ist Orthis durch über 300 Arten vertreten, von

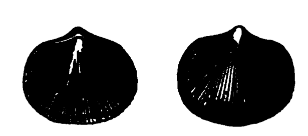

Fig. 166. Orthis elegantula Dalm.


Fig. 167. Orthis vespertilio Sow.

denen folgende ihrer großen geographischen Verbreitung wegen hervorzuheben sind: Orthis elegantula Dalm. (Fig. 166) — Orthis vespertilio Sow. (Fig. 167) — Orthis lynx Eichw. (Fig. 168).


Fig. 168. Orthis lynx Eichw.

Die Gattung Pentamerus ist bis auf einige Arten, welche in das Devon hinaufsteigen, auf die silurische Formation beschränkt und in dieser in etwa 40 Spezies bekannt. Von denselben besitzt namentlich Pentamerus

Knightii Sow. (Fig. 169) eine große Verbreitung in Deutschland, England, Schweden und Russland. An Steinkernen tritt das hohe mittlere Septum der gewölbten Pentamerus-Schale in Form einer tiefen Spalte hervor (Fig. 171). Er, sowie P. borealis, P. esthonus und P. conchidium Brongn. (Fig. 170) füllen gewisse Bänke des Obersilurs ganz an. Atrypa reticularis



Fig. 169. Pentamerus Knighti Sow.



Fig. 170. Pentamerus conchidium Brongn.



Fig. 171. Pentamerus-Steinkern.



Fig. 172. Atrypa reticularis Linn.



Fig. 173. Strophomena depressa Sow.



Fig. 174. Untersilurischer Sandstein mit Lingula prima, darunter Lingula antiqua.

Linn. (Fig. 172) besitzt die größte Verbreitung unter allen Tieren der silurischen Formation, ist jedoch dieser und dem Devon gemeinsam. Strophomena depressa Sow. (Fig. 173) kommt der vorigen Art an Zahl der Fundorte fast gleich und steigt ebenfalls in das Devon.

Die wohlerhaltenen, hornigen Schalen von Lingula (Fig. 174), Discina und Obolus sind besonders im Kambrium und Untersilur sehr häufig, so Lingula antiqua Hall. im Potsdam-Sandsteine Nordamerikas und

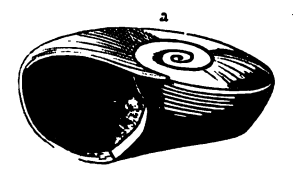
Obolus Appollinis Eichw. im untersilurischen (Unguliten-) Sandsteine Russlands.

Die Zweischaler stehen, verglichen mit den Brachiopoden und Cephalopoden, an Wichtigkeit in der silurischen Fauna zurück. Vertreten sind namentlich die Gattungen: Pterinea, Ambonychia, Myalina, Ctenodonta, Nucula, Leda, Astarte, Lucina, Conocardium, Grammysia, Cardiola. Letztere ist durch ein Dutzend Arten repräsentiert und




Fig. 175. Cardiola interrupta Sow.

von diesen Card. interrupta Sow. (Fig. 175) am verbreitetsten und am leichtesten kenntlich. Die silurischen Gasteropoden gehören meist den Geschlechtern Pleurotomaria, Murchisonia, Capulus, Euomphalus, Ophileta, Cyclonema, Holopaea, Loxonema, Bellerophon an; ausschließlich silurisch ist u. a. die Gattung Maclurea. Dieselbe besitzt ein linksgewundenes Gehäuse, umfassende Windungen und deshalb vollkommen verdeckte Spindel, sowie eine große ganzrandige Mündung und



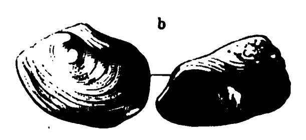


Fig. 176. Maclurea Logani Salt. *a* Gehäuse, *b* Deckel.

endlich einen ganz eigentümlichen, konischen Deckel. Maclurea ist besonders im amerikanischen Silur stark vertreten und zwar durch 26 Spezies, von denen wir M. Logani Salter (Fig. 176) hervorheben. — Von Pteropoden bedeckten namentlich die Tentaculiten (Fig. 177) in unzähliger Menge die Schichtungsflächen gewisser silurischer Kalksteine und Thonschiefer. Hierher rechnet man auch Theca (Fig. 178), welche in etwa 30 Spezies sehr verbreitet im Silur ist, ferner Conularia und Hyolithes.

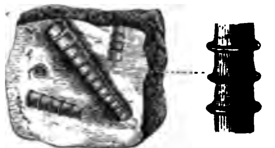
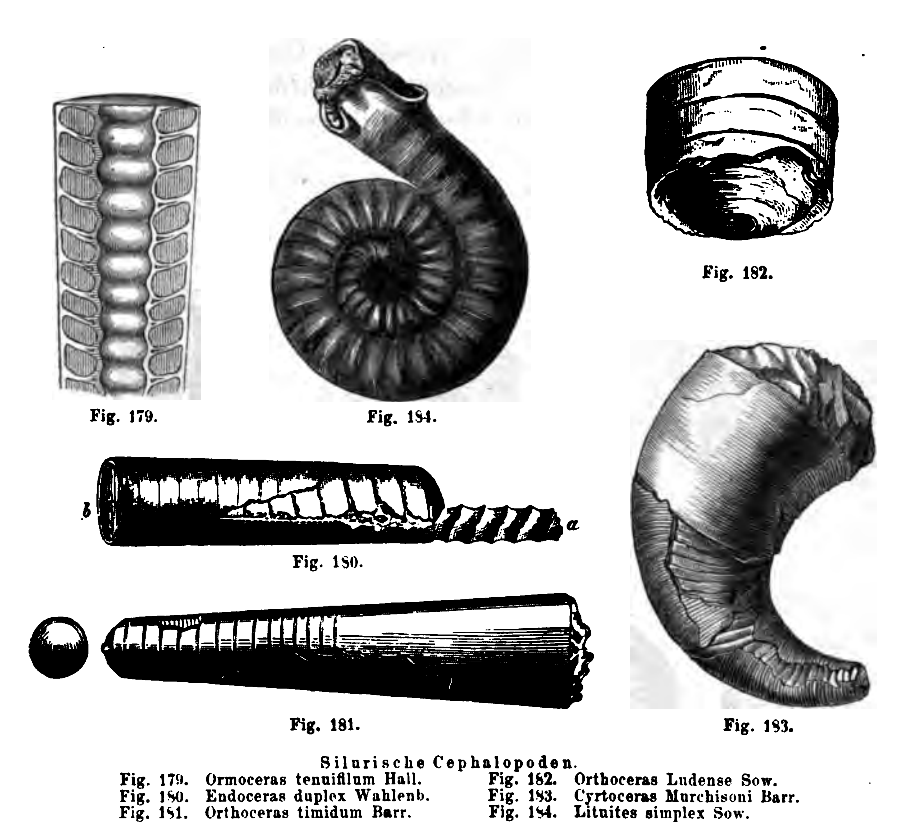


Fig. 177. Tentaculites annulatus Schloth.



Fig. 178. Theca gregarea.

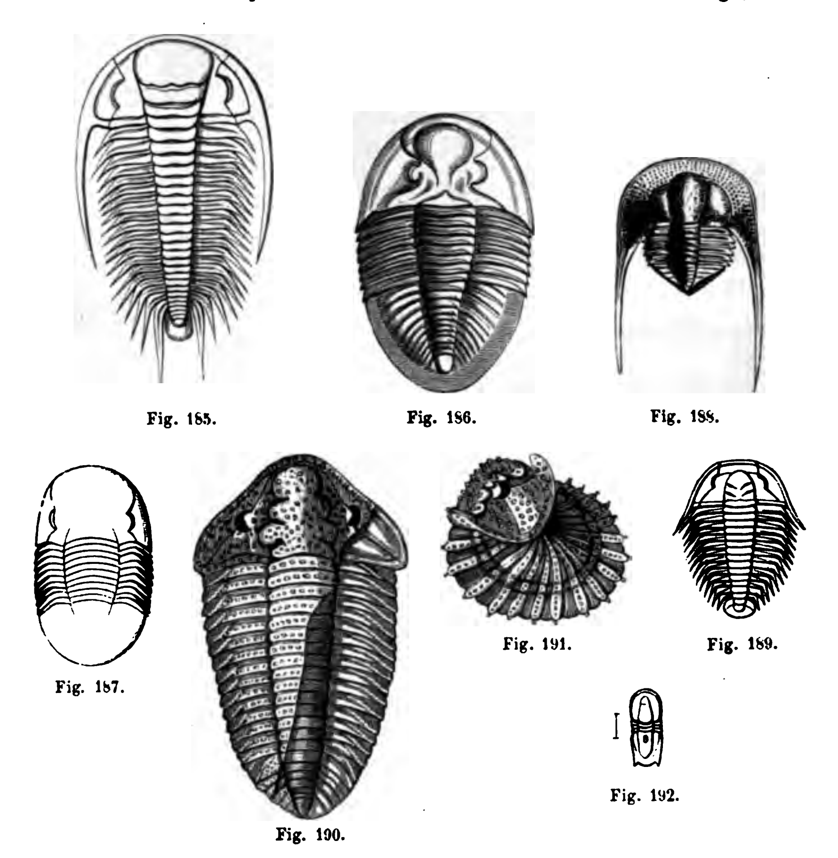
Die **Cephalopoden** sind im Silur ausschließlich durch **Nautileen** vertreten, — die Ammoneen, welche in jüngeren Formationen eine so außerordentlich wichtige Rolle spielen, erscheinen in einiger Häufigkeit erst weit später. Von den Nautileen erreicht das Genus **Orthoceras** bereits im



Silurische Cephalopoden.
Fig. 179. Ormoceras tenuifilum Hall.
Fig. 180. Endoceras duplex Wahlenb.
Fig. 181. Orthoceras timidum Barr.
Fig. 182. Orthoceras Ludense Sow.
Fig. 183. Cyrtoceras Murchisoni Barr.
Fig. 184. Lituites simplex Sow.

Silur das Maximum seiner Entwickelung und erzeugt z. B. in Schweden Riesenformen von 1,5 bis 2 m Länge. Ganz eigentümlich sind für die silurische Gruppe diejenigen Formen, bei welchen der Sipho sehr groß, kugelig — perlschnurartig und zum Teil im Inneren mit Obstruktionsringen versehen ist, und die man als **Ormoceras** und **Huronia** von Orthoceras getrennt hat. Das Orthoceratiden-Genus **Endoceras** (Fig. 180) mit sehr weiten und langen, randständigen Siphonalduten ist auf das Untersilur beschränkt. Dagegen sind die Gattungen **Phragmoceras**, **Gomphoceras**, **Trochoceras**, **Cyrtoceras**, **Lituites** und **Nautilus** im ganzen Silur, zum Teil in zahlreichen Arten sehr verbreitet. Welcher Reichtum an diesen Formen herrscht, geht daraus hervor, dass allein **Barrande** 1622 verschiedene Cephalopoden-Arten aus dem Silur aufzählt.

Einen außerordentlich großen Formen- und Individuen-Reichtum entwickeln die **Trilobiten** im Silur. Sie gehören zu den ältesten Bewohnern der Erde und erreichen bereits im Kambrium und Untersilur ihre größte Mannigfaltigkeit mit 1120 Arten. Im ganzen Silur kennt man 128 Genera mit gegen 1600 Arten, so dass der eigentümliche Gesamteindruck der silurischen Fauna wesentlich von dieser erloschenen Crustaceen-Familie ausgeht. Die Erhaltung der Trilobiten beschränkt sich in den bei weitem meisten Fällen auf den Rückenpanzer. Derselbe zerfällt sowohl der Länge, wie der



Silurische Trilobiten.
185. Paradoxides bohemicus Barr. — 186. Asaphus tyrannus Murch. — 187. Illaenus Davisii Salt. — 188. Trinucleus Goldfussi Barr. — 189. Olenus micrurus Salt. — 190. Calymene Blumenbachi Brongn., ausgestreckt. — 191. dieselbe, zusammengerollt. — 192. Agnostus integer Beyr.

Breite nach in drei Abschnitte, woher der Name rührt. Man unterscheidet ein halbmondförmiges Kopfschild, mehr oder weniger zahlreiche Rumpfringe und ein Schwanzschild. Jeder dieser Körperabschnitte besitzt eine mittlere gewölbte Achse, beim Kopfschilde Kopfbuckel genannt, und zwei flachere Seitenteile oder Pleuren. Zu beiden Seiten des Kopfbuckels liegen bei vielen

Trilobiten fazettierte Augen. Manche Trilobiten haben das Vermögen, sich zusammenzukugeln. Die Unterseite mit den gegliederten Füßen ist nur in den seltensten Fällen erhalten. Die wichtigsten und artenreichsten silurischen Trilobiten-Geschlechter sind Paradoxides (Fig. 185), Olenus (Fig. 189), Agnostus (Fig. 192), Asaphus (Fig. 186), Illaenus (Fig. 187), Trinucleus (Fig. 188), Conocephalus, Sao, Arionellus, Bronteus, Phacops, Cyphaspis, Acidaspis, Dalmania und Calymene (Fig. 190 u. 191).

Zu den Crustaceen gehört ferner die in den oberen silurischen Schichten weit verbreitete Beyrichia, ein kleiner Schalenkrebs mit abgerundet vierseitigen Klappen, diese mit höckerig-warziger Oberfläche.

Von Wirbeltieren hat man in den unteren Niveaus des Silurs bis jetzt keine Spur entdeckt, erst in den obersten Horizonten dieser Formation erscheinen in Böhmen, England, Russland, Skandinavien und Nordamerika Reste der ältest bekannten Wirbeltiere und zwar haiartiger Knorpelfische anfänglich ganz vereinzelt (Pteraspis), dann in so großer Häufigkeit (Onchus), dass Flossenstacheln und emaillierte Chagrinschuppen in England eine förmliche Lage von Knochenbreccie (bone-bed) von freilich an den meisten Lokalitäten nur 3 bis 8 cm Mächtigkeit gerade auf oder wenige Meter unter der Grenze zwischen Silur und Devon bilden.

Dreiteilung der silurischen Formation. Die aufgezählten Vertreter der silurischen Fauna gehören nicht sämtlichen Horizonten der Silurformation gemeinsam an, kommen also nicht in allen silurischen Schichtenkomplexen vergesellschaftet vor, sondern repräsentieren vielmehr eine Aufeinanderfolge von sich gegenseitig ablösenden Faunen. Auf dieser Verschiedenheit des paläontologischen Charakters in verschiedenen Niveaus der silurischen Formation beruht deren detaillierte Gliederung in zahlreiche Stufen, eine Gliederung, welche freilich nur lokale Geltung besitzt. In allen Ländern jedoch, in welchen die Silurformation in einigermaßen vollständiger Entwickelung nachgewiesen ist, also besonders in England, Böhmen, Skandinavien und Nordamerika, hat man drei Hauptabteilungen von allgemeiner Gültigkeit fixieren können und dieselben als Kambrium, Untersilur und Obersilur bezeichnet.

1. Dem **Kambrium** gehören die ersten unzweideutigen Reste organischen Lebens (Fucoiden, Kriechspuren und Röhren von Anneliden, wie Scolithus, Arenicolites, Nereites, Cruziana), sowie die Reste der ältesten formenreichen Fauna (Primordialfauna) an. Ihr charakteristisches Gepräge erhält die letztere namentlich durch eine Anzahl auf diesen Schichtenkomplex beschränkter Trilobiten-Geschlechter, so Paradoxides, Olenus, Ellipsocephalus, Sao, Arionellus und Dikellocephalus, durch gewisse Graptolithen (Dichograptus, Dictyonema), ferner durch die Brachiopoden-Gattungen Lingula, Lingulella, Discina, Obolus und

Orthis, endlich durch ihre Armut an Zweischalern, Gasteropoden und Orthoceratiden. Von der kambrischen Fauna mit 68 Geschlechtern mit 185 Arten geben in England nur 12 Geschlechter mit 16 Arten in das Untersilur über.

2. Im **Untersilur** gesellen sich zu den aus dem Kambrium heraufsteigenden Trilobiten-Geschlechtern Ogygia, Agnostus, Asaphus, Conocephalus die ihm eigentümlichen neuen Gattungen Aeglina, Illaenus, Ampyx, Megalaspis, Trinucleus in zum Teil riesigen Arten — die Graptolithen und zwar namentlich zweireihige und gegabelte Formen erreichen das Maximum ihrer Entwickelung, — von Brachiopoden erscheinen neben der bereits kambrischen Lingula, Discina und Orthis noch Leptaena, Strophomena, Orthisina, Atrypa, Porambonites, Spirifer, — die Nautileen stellen sich reichlicher ein, so Orthoceras, Endoceras, Cyrtoceras, Lituites, — von Gasteropoden Maclurea, die Crinoiden werden vorzüglich durch Cystideen vertreten, — Korallen spielen noch keine Rolle.

3. Im **Obersilur** nehmen die Trilobiten bereits rasch ab. Wie vor Beginn des Untersilurs die oben aufgezählten kambrischen Geschlechter, so sind im Obersilur die Gattungen Agnostus, Trinucleus, Conocephalus, Ogygia, Asaphus, Aeglina, Megalaspis bereits vollkommen erloschen. Dahingegen sind Calymene, Homalonotus, Bronteus, Acidaspis, Phacops, Dalmania, Cyphaspis, Proetus, Harpes durch zahlreiche Arten vertreten. Die Graptolithen nehmen ab und stellen einreihige Formen wie Rastrites und Monograptus. Die Brachiopoden erheben sich zu großem Arten- und Formenreichtum, indem sich den älteren Gattungen namentlich Pentamerus und Rhynchonella anreihen. Gleiches gilt von den Nautileen mit mehr als 1300 Arten. Die im Untersilur stellenweise so außerordentlich verbreiteten Cystideen nehmen schnell ab, wohingegen die bis dahin seltenen langarmigen, echten Crinoideen an Form und Individuenreichtum zunehmen und eine große Bedeutung und das Maximum ihrer Entwickelung erhalten; zugleich treten die ersten Blastoideen auf. Die Korallen (tabulata und rugosa) erscheinen in großer Fülle und Mannigfaltigkeit und bilden ganze Korallenbänke. Dem obersten Silur gehören endlich die ältesten Wirbeltierreste, die ersten Fische an.

Eine Übersicht über die speziellere Gliederung der silurischen Formation, wie sie sich in den verschiedenen Bildungsräumen der letzteren ergeben hat, und das gegenseitige Altersverhältnis der einzelnen Unterabteilungen wird im folgenden Abschnitte und in der auf S. 435 gegebenen Tabelle gebracht werden.

Die geographische Verbreitung und Gliederung der Silurformation. Das Silur besitzt in Europa zwei langausgedehnte Verbreitungsgebiete von verschiedenem Charakter ihrer Spezialfaunen. Das eine begreift das nordwestliche Europa von der Petschora bis nach Cornwall, das andere

der Längsachse Europas von Bogolowsk bis nach Portugal. Jenes ist durch die baltisch-skandinavische, dieses durch die böhmische Fazies seiner Fauna charakterisiert, — ersterem gehören die silurischen Territorien Britanniens, Skandinaviens und Russlands, letzterem die Böhmens, des Harzes, Sachsens, Thüringens, des Fichtelgebirges, Frankreichs, Spaniens und Portugals an.

In Britannien besitzt das Silur seine Hauptentwickelung in Wales, ist aber auch an der Südküste von Cornwall, sowie im südlichen Schottland und im nördlichen Teile der irischen Insel bekannt. Die englischen Geologen gliedern die silurische Schichtenreihe ihrer Heimat in folgende Unterabteilungen:

III. Obersilur.

3) Ludlow Group, a. Aymestry-Kalksteine, mit Pentamerus Knighti, Rhynchonella Wilsoni, Lingula Lewisi, Orthoceras Ludense, Lituites giganteus; b. obere Ludlow-Schichten, mit Orthis elegantula, Chonetes lata, Bellerophon trilobatus, Orthoceras bullatum; c. Passage-beds und Downton-Sandstein, mit Resten der ältesten Fische (Onchus, Plectrodus, Pteraspis) und Landpflanzen.

2) Wenlock Group, und zwar a. Woolhope Beds, b. Wenlock-Kalk (od. Dudley-Kalk) mit Halysites catenularia, Calamopora Gotlandica, Omphyma turbinatum, Strophomena depressa, Calymene Blumenbachi, Homalonotus delphinocephalus.

1) Mayhill-Stufe, Sandsteine, z. T. rote Schiefer mit Kalksteinen mit viel Brachiopoden (Pentamerus, Rhynchonella, Atrypa) und Trilobiten (Acidaspis).

II. Untersilur.

4) Llandovery-Stufe mit Pentamerus oblongus, Orthis, Atrypa, Harpes, Illaenus, Calymene, Tentaculites annulatus.

3) Bala und Caradoc beds, kalkiger Sandstein mit außerordentlich viel Brachiopoden, z. B. Orthis vespertilio, Orthis tricenaria, Strophomena grandis. Maximum der Trilobiten, z. B. Trinucleus concentricus; ferner Echinosphaerites.

2) Llandeilo Flags mit viel Graptolithen, Orthoceras duplex, Asaphus tyrannus, Ogygia Buchi.

1) Arenig oder Stiperstone-Stufe, schwarze Thonschiefer und Quarzite mit Graptolithen und viel Trilobiten, so Ogygia, Asaphus, Aeglina, Trinucleus.

I. Kambrium.

5) Tremadoc Slates, schwarze Schiefer mit Asaphus, Orthoceras, Cyrtoceras, Theca, Lingula, Dictyonema.

4) Lingula Flags (oberes Kambrium), glimmerige Schiefer mit Lingula, Dikellocephalus, Olenus und Agnostus.

3) Menevian-Schichten (Primordialstufe), Grauwacken und Schiefer mit Paradoxides, Agnostus.

2) Solva-Schichten, Grauwacken und Grauwackenschiefer mit Paradoxides aurora (Longmynd-Stufe).

1) Caerfai-Schichten, Grauwackensandsteine und Konglomerate mit Lingulella, Annelidenspuren und Algen.

In Norwegen lassen sich vorzüglich zwei große Regionen der Silurformation unterscheiden, nämlich die von Kristiania und die vom Mjösensee. Die Silurschichten der Gegend von Bergen haben durch regionalen

Metamorphismus den Habitus krystalliner Schiefer erhalten (Reusch, vergl. S. 189). Namentlich im Kristiania-Bassin ist die silurische Schichtenreihe so vollständig entwickelt, dass die meisten in England nachgewiesenen Unterabteilungen ihre Äquivalente finden (siehe S. 435). Eine noch größere Übereinstimmung herrscht jedoch zwischen der norwegischen und schwedischen Silurfauna. Die Verbreitung des Silurs ist in Schweden auf die südliche Partie dieses Landes beschränkt. In West- und Ost-Gothland, in Smaland und Schonen treten die Glieder der untersilurischen, auf der Insel Gotland hingegen die der obersilurischen Schichtenreihe in ihrer ursprünglichen, also fast horizontalen Lagerung auf. Den dortigen Ur-Gneiß überlagert (siehe Fig. 193) ein gelblicher harter Sandstein *a*) mit viel Fucoiden (= Eophyton- und Fucoidensandstein), auf ihn folgen etwa 20 m

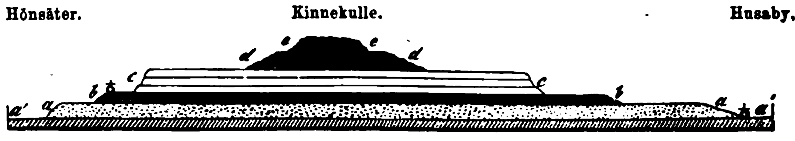


Fig. 193. Silur (*a*, *b*, *c*, *d*) auf Ur-Gneiß *a'*, überlagert von einer Trappdecke *e*, an dem Kinnekulle am Wener See.

mächtige Alaunschiefer (*b*) mit vielen primordialen Trilobiten (= Paradoxides-Schiefer), und darüber die Olenus-Schichten namentlich mit O. gibbosus u. O. truncatus, und endlich die Dictyonema-Schichten sämtlich als Vertreter des Kambriums. Im Unterkambrium von Lugnaas in Westergotland hat Torell organische Reste entdeckt, welche Nathorst später als Abdrücke und Steinkerne von Medusen beschrieb*). Auch die Scolithus-Sandsteine von Kalmar mit ihren parallelen Wurmröhren gehören dem Unterkambrium an. Das Untersilur (*c*) besteht aus den unteren Graptolithenschiefern mit Phyllograptus, dem Asaphus- und Orthoceraskalk, den mittleren Graptolithenschiefern mit Didymograptus und Diplograptus, und aus den Chasmops-, Trinucleus- und Pentamerus-Schichten (*d*). In Gothland hingegen tritt nur Obersilur auf, besteht dort aus Graptolithenschiefern mit Monograptiden und aus Kalksteinen (z. T. Korallenkalken) und führt in Übereinstimmung mit den englischen Wenlock-Schichten z. B. Halysites catenularia, Calamopora Gotlandica, Pentamerus galeatus, Orthoceras annulatum u. s. w.

In keinem Teile von Europa besitzt die silurische Formation eine solche Ausdehnung wie in Russland. Dort verbreitet sie sich von Petersburg aus einerseits nach Westen längs der Südseite des Finnischen Meerbusens durch ganz Esthland und Nordlivland bis auf die Inseln Dagöe und Ösel, anderer-

*) P. Torell. Lunds. Universit. Arsskrift. Vol. IV u. VI. — A. G. Nathorst. Kgl. Svens. Vet.-Akad. Handl. B. 19. No. 1. 1881. S. 1 (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. S. 515).

seits nach Osten an der Süd- und Südostseite des Ladoga-See's. Ihre Schichten lagern fast vollkommen horizontal und bestehen auffälligerweise zum Teil aus Thonen, losen Sanden, bituminösen Schiefern und thonigen Kalksteinen, so dass ihre petrographische Beschaffenheit eher an die jüngsten, als an eine der ältesten Sedimentformationen erinnert. Während in der Umgegend von Petersburg nur das Untersilur zur Ausbildung gelangt ist, lässt das silurische Territorium von Esthland, Livland, Dagöe und Ösel eine ganz vollständige Entwickelung der Silurformation erkennen (siehe S. 435). Auch an den beiderseitigen Abfällen des Ural erscheinen silurische Schichten in langgestreckten Zonen, sind jedoch steil aufgerichtet und bedeutend disloziert.

Viel beschränkter ist die Verbreitung des Silurs im mittleren Europa. Am vollständigsten entwickelt und am speziellsten untersucht ist es in Böhmen. Hier bildet dasselbe eine fast 20 Meilen lange und 2 bis 3 Meilen breite elliptische Mulde, deren Flügel einer gemeinsamen Hauptachse zufallen, welche von Prag über Beraun in der Richtung auf Pilsen läuft. Dieses silurische Bassin lagert auf einem mächtigen Schichtensysteme von Phylliten und Glimmerschiefern, und dieses auf Graniten und Gneißen auf, wie aus beifolgendem Profile (Fig. 194) hervorgeht.



Fig. 194. Profil durch die böhmische Silurmulde. Nach *Barrande*.
Gr. Granit und Gneiß.
A Oberste archäische Schiefer; *B* u. *C* Etagen des Kambriums; *D* Untersilur; *E*, *F*, *G*, *H* Etagen des Obersilurs (z. T. Unterdevon); *K* Kreide; — *S* Steinkohlenformation.

Barrande gliederte die in obigem Profile wiedergegebene Schichtenreihe in folgende Etagen:

III. Obersilur.

Etage H. Schiefer mit sehr ärmlicher Fauna, nämlich wenigen Arten von Proëtus, Phacops, Orthoceras, Tentaculiten.

Etage G. Kalkstein und Nierenkalke mit Calymene, Dalmania, Lichas, Phacops, Bronteus, Harpes. Mit Tentaculiten und Ctenacanthus.

Etage F. Kalkstein, starke Abnahme der Cephalopoden, Maximum der Entwickelung der Brachiopoden (Pentamerus, Atrypa, Spirifer); zahlreiche Trilobiten, so Bronteus, Acidaspis, Harpes, Phacops.

} Hercyn (siehe S 434).

Etage E. Kalkstein, über 300 m mächtig, mit sehr zahlreichen Trilobiten (Calymene, Illaenus, Acidaspis, Proëtus), Maximum der Entwickelung der Cephalopoden, Calamopora Gotlandica, Halysites catenularia, Cardiola interrupta. Darunter Graptolithenschiefer mit Retiolites und Rastrites.

II. Untersilur.

Etage D. Quarzite, Konglomerate, Sandsteine und Schiefer, über 1200 m mächtig, mit Agnostus, Acidaspis, Asaphus, Ogygia, Trinucleus, Illaenus, Ampyx, Aeglina. — Didymograptus und Diplograptus. — Sparsame Orthoceratiten, sehr zahlreiche Cystideen, ebenso Orthis u. s. w. Einlagerungen von oolithischen Eisenerzen.

I. Kambrium.

Etage C. Protozoische Schiefer; Primordialzone; grünliche Thonschiefer, 300—400 m mächtig, mit Paradoxides bohemicus, Conocephalus, Ellipsocephalus, Sao, Arionellus, Agnostus.

Etage B. Przibramer Grauwacke.

Eine beachtenswerte, freilich jetzt bestrittene und auf Verwerfungen zurückgeführte Erscheinung innerhalb der Silurformation Böhmens besteht darin, dass zwischen der normalen silurischen Schichtenreihe, und zwar in der Etage D, linsenförmige Einlagerungen von abweichender Gesteinsbeschaffenheit eingeschaltet sind, welche Vertreter einer fremdartigen Fauna, nämlich Vorläufer einer in ihrer Gesamtheit erst später, nämlich in der Etage E erscheinenden Tierwelt enthalten. Diese Erscheinungen hat Barrande Kolonien genannt und auf diese Weise erklärt, dass er zeitweilig sich wiederholende Einwanderungen aus benachbarten silurischen Meeresbecken annahm, deren organische Entwickelung unabhängig vom böhmischen Silurmeere vor sich gegangen war.

In **Deutschland** ist das Silur im Thüringer Wald, im Fichtelgebirge, im Vogtland, am Fuße des Erzgebirges, in der Lausitz und am Harz zur Entwickelung gelangt. In dem südlich von Saalfeld gelegenen Teile des Thüringer Waldes ist durch Richter ein Silurterritorium beschrieben und wie folgt gegliedert worden:

III. Obersilur, überlagert von Unterdevon (Grenzschiefern und Cypridinenschiefern).

9 und 8) Tentaculitenschiefer und Nereïtenschichten mit Chondrites, Palaeophycus, Leptaena, Orthis, Strophomena, Rhynchonella, Spirifer, Tentaculites, Nereïtes, Beyrichia, Phacops, Harpes u. a.

7) Knotenkalke mit Ctenacanthus-Stacheln, Tentaculites acuarius und Calamopora Gotlandica.

} nach Kayser Hercyn.

6) Obere Graptolithenschiefer, 13 m, mit einzeiligen Graptolithen.

5) Kalkstein mit Cardiola interrupta, Orthoceras, Nautilus, Spirifer (Ockerkalk, Interrupta-Kalk).

4) Kieselschiefer und Alaunschiefer, sehr reich an Monograptus und Diplograptus (untere Graptolithenschiefer).

II. Untersilur, 500—600 m.

3 und 2) Leimbacher Schiefer und Griffelschiefer von Steina mit Echinosphaerites, Lingula, Discina, Calymene und Asaphus. Zu unterst Einlagerungen von oolithischem Roteisenerz und Thuringit (Thuringit-Horizont).

I. Kambrium.

1) Phycoden führende Quarzite und Schiefer (siehe S. 430).

Dem thüringischen Silur schließt sich dasjenige des **Vogtlandes** und der **reußischen Fürstentümer** an, welches **Liebe** kennen gelehrt hat. In engster Verbindung mit diesen beiden mitteldeutschen Silurgebieten

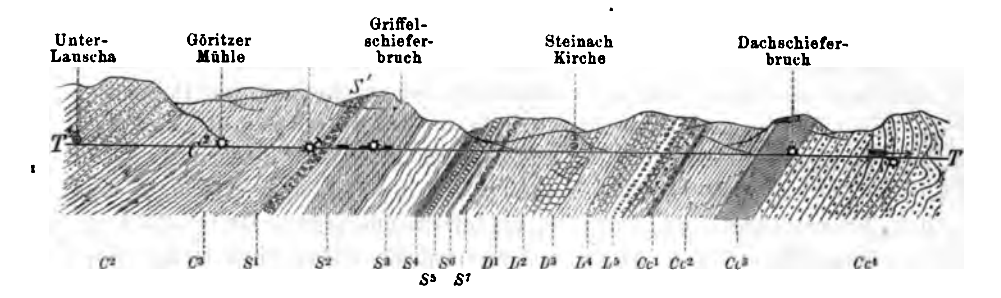


Fig. 195. **Profil durch die paläozoischen Schichten des Steinachthales** (T—T) **in überkippter Lagerung.** Nach *Gümbel.*

C^1—C^3 **Kambrium:**
- C^1 ältere quarzitische Schichten;
- C^2 ältere graugrüne Schiefer;
- C^3 jüngere Phycoden-reiche Schichten.

S^1—S^3 **Untersilur:**
- S^1 Thuringitstufe;
- S^2 Griffelschiefer;
- S^3 Lederschiefer.

S^4—S^7 **Obersilur:**
- S^4 untere Graptolithenschiefer und Lydite;
- S^5 Ockerkalk;
- S^6 obere Graptolithenschiefer;
- S^7 Tentaculitenknollenkalke.

D^1—D^5 **Devon:**
- D^1 Nereitenschichten;
- D^2 desgl. dachschieferartig mit Tentaculiten;
- D^3 Lehmschiefer;
- D^4 Wetzsteinschiefer;
- D^5 Cypridinenschiefer und Clymenienkalk.

Cc^1—Cc^4 **Kulm:**
- Cc^1 Lydit;
- Cc^2 schwarze Bröckelschiefer;
- Cc^3 Lehestener Dachschiefer;
- Cc^4 Kulmgrauwacke und Thonschiefer.

stehen diejenigen des **Fichtelgebirges** und des **Fränkischen Waldes**. Nach **Gümbel** lässt sich das hier entwickelte Silur wie folgt gliedern (vergl. Fig. 195).

III. Obersilur.

8) **Tentaculiten-Knollenkalk**, schieferig-kalkige Gesteine, oft Knollen- oder Flaserkalke mit erstaunlicher Menge von **Tentaculiten**, ferner mit **Pterinea, Orthoceras imbricatum** (Hercyn, S 434).

7) **Obere Graptolithenschichten**, Alaunschiefer und Thonschiefer mit **Monograptus colonus, sagittarius, bohemicus, Diplograptus palmeus, Retiolites Geinitzianus.**

6) **Ockerkalk**, Knollen- und Flaserkalke nebst Partien von Spateisenstein oder nach dessen Oxydation von mürbem, gelbem Ocker. Mit **Crinoiden-Stielen, Orthoceras bohemicum, Cardiola interrupta.**

5) **Untere Graptolithenschichten**, = **Etage E Barrande's**; Kieselschiefer und Alaunschiefer mit **Monograptus priodon, colonus**, sowie **M. turriculatus, spiralis, Proetus, Rastrites peregrinus.**

II. Untersilur.

4) **Griffelschiefer** mit großen verzerrten Exemplaren von **Asaphus** und **Ogygia, Dachschiefer** und **Lederschiefer** (lederbraune, rostfleckige, dünnblätterige Schiefer), ohne deutliche organische Reste.

I. Kambrium.

3) **Schiefer von Leimitz bei Hof** mit einer der primordialen sehr nahe stehenden Fauna, z. B.: **Conocephalus bavaricus** Barr., C. discre-

pans Barr., Olenus Guembeli Barr., Lichas primulus Barr., Asaphus Wirthi Barr., Lingula, Obolus, Discina.

2) Stufe des Thuringitschiefers; oolithisches dunkelgrünes Thuringitgestein mit oolithischem Roteisenstein und Magneteisenerz, sowie grüne chloritische Chloropitschiefer; bei der Lamitzmühle NW von Hof reich an Orthis.

1) Phycodenschiefer (siehe S. 431).

Im Königreich Sachsen sind silurische Schichten im Vogtlande, ferner südlich von Zwickau, nördlich von Chemnitz, bei Frankenberg und Hainichen, zwischen Nossen und Tharandt, sowie in der Lausitz entwickelt. Das vogtländische und zwickauer Silur schließt sich in seiner Gliederung eng an dasjenige der reußischen Fürstentümer und des Fichtelgebirges an, — aus den übrigen Gebieten kennt man von organischen Resten nur Graptolithen, welche meist auf den unteren Graptolithenhorizont hinweisen. Diese sämtlichen Schichtenkomplexe bestehen vorwiegend aus Grauwacken und Kieselschiefern. Auch die Grauwacken und Quarzite, welche im nördlichen Sachsen bei Leipzig, Oschatz und Camenz auftreten und in die angrenzende Lausitz bis Görlitz fortsetzen, ebenso die Thonschiefer und Kieselschiefer, die bei Goldberg in Niederschlesien auf die dortigen Phyllite folgen, dürften untersilurischen Alters sein. In ihrem Hangenden kommen zwischen Camenz und Görlitz an verschiedenen Stellen Graptolithenschiefer vor.

Das ganze mitteldeutsche Silur, also dasjenige des Fichtelgebirges Frankenwaldes, Thüringens, des Vogtlandes und Erzgebirges, wird von einer fast versteinerungsleeren Schichtenreihe unterlagert, welche sich in

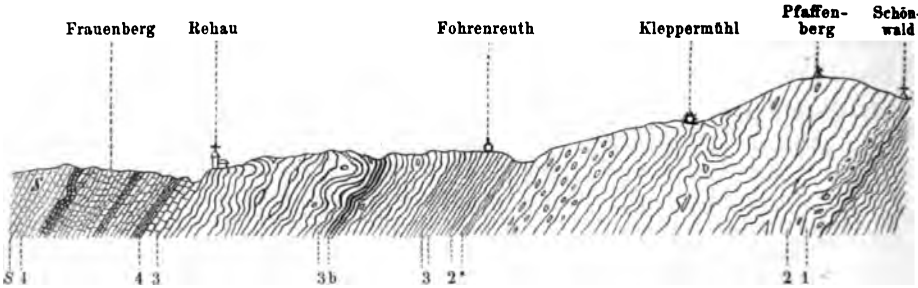


Fig. 196. Profil des Kambriums bei Rehau (Fichtelgebirge). Nach *Gümbel*.
1 Glimmerschiefer;
2—2' Phyllit;
3 kambrische Schiefer mit
3b Dachschiefern:
4 Phycoden-Schiefer; mit Dachschiefer-Einlagerungen;
S Untersilur.

ihrem petrographischen Charakter innigst einerseits an das Untersilur, andererseits an die Phyllitformation anschließt, so dass sich eine merkliche Grenze zwischen denselben nicht ziehen lässt. Man hat diese Schichten als Äquivalente des unteren Kambriums bezeichnet (siehe Fig. 195 u. 196).

Die untersten Komplexe dieses Kambriums bestehen aus noch sehr phyllitähnlichen, nach oben zu mehr grauwackenschieferartigen Thonschiefern von graugrüner bis blauschwarzer Farbe mit Einlagerungen von

Dachschiefern, Quarziten, Kieselschiefern, Schieferporphyroiden, Phyllitgneiß, Amphiboliten. Aus den hierher gehörigen Quarziten von Siegmundsburg in Thüringen beschrieb Loretz undeutliche Steinkerne von Mollusken (namentlich Lingula). Die oberen, meist sehr quarzitischen Komplexe mit z. T. sehr zahlreichen Steinkernen eines Seetanges, Phycodes circinnatus Richter (Fig. 197), dann als Phycodenschiefer entwickelt. An sie schließen sich nach oben die Leimbacher und Leimitzer Primordialschichten an (siehe S. 428 u. 429).


Fig. 197. Phycodes circinnatus. Richt. Brongn. sp.

Auch ein bedeutender Teil des Harzes und zwar vorzugsweise das Flussgebiet der Bode und Selke wird von einer Schichtengruppe gebildet, welche dem höchsten Niveau des Silurs zugezählt wurde, nach Kayser aber, ebenso wie ihre äquivalenten außerhercynischen Komplexe, als unteres Devon aufzufassen ist (siehe S. 434 und Devon des Unterharzes). In diesem als Hercyn bezeichneten Schiefergebirge haben Lossen und Kayser von oben nach unten folgende Etagen unterschieden:

2. Die Etage der unteren Wieder Schiefer.
   - b) obere Stufe, fast ausschließlich Schiefer, jedoch mit zahllosen Einschaltungen körniger Diabase, sowie mit besonders der oberen Grenzregion angehörigen Graptolithen (einzeilig), so am Klausberg, Panzerberg, Schiebeckgrund, bei Harzgerode, Panzfelde, Wieserode, Stangerode, Thale, Sorge, Lauterberg.

     Auf sie folgt der Hauptquarzit, der obere Wieder Schiefer, der Hauptkieselschiefer, der Zorger Schiefer und die Elbingeroder Grauwacke des normalen Unterdevons.
   - a) untere Stufe. Schiefer mit Grauwacken-Einlagerungen (darin Pflanzen bei Lindenberg, Wolfsberg, Stolberg), sowie mit Kiesel-, Wetzschiefer-, Kalkstein-Einlagerungen. Letztere sind teils linsenförmige, nach dem Streichen und Fallen sich rasch auskeilende Partien, teils länger fortstreichende schmale Lager, — bald sind es große abbauwürdige Massen, bald kleine, nur wenige Fuß messende Linsen. Sie führen z. B. am Schneckenberge und Scheerenstieg bei Harzgerode, Mägdesprung, bei Ilsenburg, Wieda, Zorge und an anderen Orten Versteinerungen, so Trilobiten (Dalmanites, Proëtus, Phacops, Bronteus), Gasteropoden (Capulus, Hercynella, Euomphalus, Loxonema, Pleurotomaria), Zweischaler (Pterinea, Cardiola, z. B. interrupta, Nucula, Conocardium, Ambonychia), Brachiopoden (Meganteris, Rhynchonella, Pentamerus, z. B. galeatus, Spirifer, Atrypa, z. B. reticularis, Orthis, Strophomena, Chonetes, Discina, Lingula), Cephalopoden (Goniatites, und zwar nur nautilini, Orthoceras, z. B. triangulare, Cyrtoceras, Gyroceras, Nautilus), Pteropoden (Tentaculites, Conularia, Hyolithes), Korallen (Chaetetes, Pleurodictyum, Cyathophyllum, Aulopora).

1. Die Etage der Tanner Grauwacke besteht aus feinkörniger, selten grobkörniger bis konglomeratischer, feldspatreicher Grauwacke, ohne Einlagerungen von Thonschiefer, Kalk oder Diabas. In ihrem oberen Niveau stellt sich eine plattige Absonderung ein. Von organischen Einschlüssen sind nur Pflanzenreste (Lycopodiaceen und Calamarien) bekannt (bei Wernigerode, Ilsenburg, Mägdesprung, Lauterberg).

Was die Verbreitung und Geotektonik des Harzer Obersilurs betrifft, so durchläuft die Tanner Grauwacke den Harz in ununterbrochener Erstreckung von Lauterberg in der Richtung über Braunlage, Benneckenstein, Hasselfelde, Allrode bis zum Selkethal nördlich von Harzgerode. Nördlich und südlich dieses Zuges treten die jüngeren, z. T. unterdevonischen Schichten im großen Ganzen in symmetrischer Anordnung auf, und zwar in Gestalt dreier größerer Mulden. Zwei derselben, erstens die nach Südwest geöffnete große Mulde (Neustadt, Stiege, Benneckenstein, Lauterberg), und zweitens die nach Ostnordost geöffnete kleinere Mulde an der unteren Selke, liegen im Süden der Grauwackenachse. Nördlich von dieser dehnt sich eine dritte Mulde aus, innerhalb deren die Orte Elbingerode und Rübeland liegen.

In den Ost-Alpen lagert sich nach Stache eine schmale zerstückelte Zone silurischer Grauwacken, Kalksteine und Thonschiefer an die Nord-, Süd- und Ostflanke der zentralen Gneiße und krystallinischen Schiefer. Sie gliedert sich in ein graptolithenführendes Untersilur, — Cardiola- und Orthocerenkalke des Obersilurs, — und eine Übersilurstufe (= *F* u. *G* Barrande's) mit Bronteus, Phacops, Pentamerus, Rhynchonella, Calamopora.

In Frankreich hat die Silurformation auch keine sehr große Verbreitung; hauptsächlich tritt sie in der Bretagne und Normandie auf und besteht dort 1) aus Sandstein und Thonschiefern mit untersilurischen Trilobiten (Armoricain); 2) aus obersilurischen Alaunschiefern und Kalken mit Graptolithen und Cardiola interrupta. Auch in Spanien und Portugal sind entsprechende Glieder des Silurs aufgefunden. In Sardinien hat J. G. Bornemann kambrische und untersilurische Schichten nachgewiesen, erstere mit Archäocyathinen.*)

Die großartigste Verbreitung hat das Silur in Nordamerika. Es ist bereits früher hervorgehoben worden, dass das geologische Gerippe dieses Kontinentes von zwei laurentisch-huronischen Gesteinszonen, der appalachischen und der canadischen gebildet wird, welche sich an der Mündung des Lorenzstromes miteinander vereinen. Der Winkel zwischen diesen beiden ältesten Gesteinszonen wurde von einem silurischen Meerbusen eingenommen, dessen Sedimente heute in Form paralleler Bänder an dem westlichen Fuße der Alleghanies und dem südlichen Rande der canadischen Gneißzone zu Tage ausgehen, um sich dann durch Wisconsin und Minnesota nach dem noch ununtersuchten Nordwesten zu wenden, zum größten Teile

*) J. G. Bornemann. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884. S. 702 und: Die Versteinerungen d. Kambr. Schicht. d. Insel Sardinien. Leipzig. 1887.

aber von jüngeren Formationen bedeckt sind. Außerdem treten silurische Territorien von außerordentlichen Dimensionen isoliert in dem Flachlande zwischen Alleghanies und dem Mississippi, ferner eine Anzahl silurischer Areale in Canada, den englischen Provinzen, den arktischen Regionen und im Gebiete der Rocky Mountains auf. Als typisch gilt für alle diese Ablagerungen die Gliederung des Silurs von New-York, wie sie im wesentlichen von James Hall herrührt und von Dana in seiner Geologie (2. Aufl.) wiedergegeben ist.

III. Obersilur.

7) Oriskany-Gruppe.

t. Oriskany-Sandstein mit Spirifer arenosus und Rensselaeria ovoides.

6) Untere Helderberg-Gruppe.

s. Oberer Pentamerus-Kalkstein mit Pentamerus pseudogaleatus.

r. Schieferiger Catskill-Sandstein mit Strophomena radiata, Spirifer macropleurus.

q. Unterer Pentamerus-Kalkstein, mit Pentamerus galeatus, Rhynchonella semiplicata, Apiocystis.

p. Tentaculiten-Schichten (Water Lime).

(7 und 6:) = F, G, H Barrande's = Hercyn (s. S. 435).

5) Salina-Gruppe.

o. Onondaga-Salzgruppe.

4) Niagara-Gruppe.

n. Guelph-Kalkstein, mit Megalomus, Pentamerus, Murchisonia.

m. Niagara-Kalkstein, mit viel Korallen und Crinoideen, so Halysites, Calamopora, Stromatopora, Caryocrinus, Stephanocrinus, ferner Brachiopoden, so Strophomena depressa, Atrypa nodostriata, Spirifer sulcatus, Rhynchonella, Orthis, Trilobiten: Dalmania, Lichas, Homalonotus delphinocephalus, Calymene Blumenbachi, Beyrichia.

l. Clinton-Sandstein und Kalkstein, mit Pentamerus oblongus, Atrypa reticularis, Zaphrentis bilateralis.

k. Medina-Sandstein, mit Arthrophycus Harlani, Lingulella cuneata.

i. Oneida-Konglomerat.

II. Untersilur.

3) Trenton-Gruppe.

h. Hudson-River-Schiefer oder Cincinnati-Zone, mit Syringopora, Halysites, Orthis, Avicula, Calymene Blumenbachi, Trinucleus concentricus.

g. Utica-Schiefer.

f. Trenton-Zone, mit aa. Trentonkalk, bb. Black-River-Kalk, cc. Birdseye-Kalk, mit Orthis lynx, Orthis testudinaria, Leptaena depressa, Murchisonia, Bellerophon, Orthoceras junceum, Ormoceras, Cyrtoceras Asaphus gigas, Trinucleus concentricus, Calymene senaria.

2) Canadische Gruppe.

e. Chazy-Kalkstein, mit Maclurea magna und M. Logani.

d. Quebeck-Zone, mit vielen Graptolithen, Discina, Obolella, Lingulella, Leptaena, Illaenus, Ampyx, Harpes, Bathyurus, Leperditia.

I. Kambrium.

1) **Primordial-Gruppe.**

c. Calciferous Sandstone und Lower Magnesian Limestone mit Receptaculites calciferus, Maclurea matutina, Orthoceras primigenium, Lituites imperator.

b. Potsdam-Sandstein mit Lingulella prima, Obolella nana, Theca gregarea, sowie Paradoxides, Olenellus, Illaenurus, Dikellocephalus, Agnostus.

a. Acadische Schichten, Schiefer und Sandsteine von St. John in Neu-Braunschweig, von Braintree in Massachusetts. Ocoee-Konglomerate und Schiefer in Tennessee mit Eophyton, Lingulella Matthewi, Paradoxides lamellatus.

Das Hercyn. Wie Beyrich zuerst erkannte und Kayser eingehend ausführte,*) müssen die im vorhergehenden als oberste Stufen des Silurs beschriebenen Komplexe, und zwar die Etagen F, G und H des böhmischen Silurs und deren Äquivalente, vom Silur abgetrennt und als eine Fazies des normal entwickelten Unter-, ja Mitteldevons aufgefasst werden. Diese zuerst im Harze genauer studierte Faziesbildung wurde deshalb als Hercyn bezeichnet. Dasselbe kennzeichnet nach Kayser seine devonische Zugehörigkeit namentlich durch die Übereinstimmung seiner Fischfauna mit derjenigen des Oldred, durch seine zahlreichen Goniatiten, wie sie im typischen Silur unbekannt sind, sich aber im Devon wiederfinden, durch seine Trilobiten- und Orthocerenfaunen, von denen zahlreiche Vertreter sonst nur aus dem Devon bekannt sind. Danach würden vom Silur abzutrennen, und als Hercyn dem Unter- bis Mitteldevon zuzurechnen sein:

im Harze: die Tanner Grauwacke, die unteren Wieder-Schiefer;

in Böhmen: die Etagen F1, F2 (die sich nach Frech lokal gegenseitig vertreten) und G1 = Unterdevon, G2, G3, H = Mitteldevon;

in Thüringen, Vogtland, Fichtelgebirge: die Anacanthus-Knollenkalke, Tentaculiten- und Nereitenschiefer;

in Nassau: die Tentaculitenschiefer, die Brachiopodenkalke von Greifenstein und gewisse Knollenkalke bei Bicken und Ballersbach;

in den Ostalpen: das Übersilur Stache's (nach Frech z. T. unter-, z. T. mitteldevonisch);

in Nordamerika: der Oriskany-Sandstein und die untere Helderberg-Gruppe.

Die Gliederung der silurischen Formation nebst Hercyn in ihren verschiedenen Bildungsräumen ist in nebenstehender Tabelle übersichtlich zusammengestellt.

Eruptivgesteine und Erzgänge in silurischen Territorien. Mit der im vorhergehenden beschriebenen silurischen Schichtenreihe stehen

*) Siehe sub Devon-Litteratur: Kayser. Ferner F. Frech. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1886. Dezember-Sitzgang.

Gliederung und Parallelisierung der silurischen Formationen verschiedener Länder.

	Böhmen nach *Barrande*	Ost-Harz nach *Beyrich* und *Lossen*	Thüringen nach *Richter* u. *Liebe* Fichtelgebirge nach *Gümbel*	Britannien nach *Murchison* und *Lyell*	Norwegen nach *Kjerulf*	Schweden nach *Linnarson*	Ostsee-Provinzen nach *Schmidt*	Nordamerika nach *Hall* und *Dana*
Hercyn	Etage *H* Etage *G* Etage *F*	Unterer Wieder Schiefer; Tanner Grauwacke	Tentakuliten-Schichten Ctenacanthus-Knollenkalke					Oriskany-Sandstein Lower Helderberg Stufe
Obersilur	Etage *E*		Obere Graptolithen-Schiefer Ockerkalk mit Card. interrupta UntereGraptolithen-Schiefer	Ludlow-Stufe Wenlock-Stufe Obere Llandovery-Stufe oder Mayhill-Stufe	Etage 8, obere Graptolithen-Schiefer Etage 7 u. 6, Pentamerus-Kalke Etage 5, Korallenkalke	Obersilur von Gotland Leptaena-Kalk Obere Graptolithen-Schiefer Brachiopoden-Schiefer	Korallenreiche Dolomite und Kalke von Ösel = Stufe K u. J Pentamerus-Stufe von Livland und Esthland = Stufe G u. H	Salina-Stufe (Onondaga Salzgruppe) Niagara-Stufe
Untersilur	Etage *D*		Graue Thonschiefer u. Quarzite des Vogtlandes. Leimbacher Schiefer u. Dachschiefer und Lederschiefer des Fichtelgebirges	Untere Llandovery-Stufe Bala- und Caradoc-Stufe Llandeilo-Schiefer Arenig- u. Stiper Stone-Stufe	Etage 4, mittlere Graptolithen-Schiefer Chasmops- und Trinucleus-Kalk Etage 3, Orthoceras-Kalke, Phyllograptus-Schiefer	Trinucleus-Schiefer Chasmops-Kalk u. mittlere Graptolithen-Schiefer Orthoceras-Kalk UntereGraptolithen-Schiefer	Borkholm- Lyckholm- Wesenberg- } Stufen = Stufe *E* u. *F* Jewe'sche u. Kegel-sche Schicht = *D* Brandschiefer Echinosphäriten-Kalk = Stufe *C* Vaginaten-Kalk Glaukonitischer Kalk } *B*.	Cincinnati-Stufe Hudson-Stufe Trenton-Stufe Quebeck-Stufe
Kambrium	Etage *C* = Primordial-Zone = protozoische Schichten. Etage *B* = Przibramer Grauwacke		LeimitzerSchichten Griffelschiefer des Saalfeldischen Thuringit-Stufe Phycodenschichten	Tremadoc-Schiefer (Ceratopyge-Stufe) Lingula Flags (Olenus-Stufe) Menevian (Paradoxides-Stufe) Solva oder Longmynd-Stufe Caerfai-Stufe	Ceratopygenkalk Etage 2, Olenus-Schiefer Etage 1, Paradoxides-Schiefer Sparagmitgebirgo (Etage 1 a)	Dictyonema-Sch. Olenus-Schiefer Paradoxides-Schiefer Fucoiden-Sandstein Eophyton-Sandstein Scolithus-Sandstein von Kalmar. Medusen-Sandstein von Lugnaas.	Stufe *A* = Thonschiefer mit Dictyonema Unguliten- und Obolus-Sandstein Blauer Thon mit Algen	Calciferous-Sandstone Potsdam-Sandstein Acadische Schichten (Primordialzone) Ocoee-Schichten. Oberes Tacon.

Phyllitformation; Etage *A* Barrande's, unteres Kambrium Thüringens, Tacon und Ober-Huron Nordamerikas.

Eruptivgesteine in ensgter Beziehung. Es sind dies sowohl weit ausgedehnte Einlagerungen, welche an dem ganzen Schichtenbau der Silurformation teilnehmen, wie Stöcke und Gänge, welche die letztere durchsetzen. Diese, namentlich Granite und Syenite, sind naturgemäß jüngeren Ursprunges, als ihre sedimentären Nebengesteine, — jene, vorzugsweise Diabase, gleichalterig mit der Schichtenreihe, in welcher sie eingeschaltet auftreten.

Die Diabase sind die vulkanischen Gesteine der ältesten geologischen Zeitalter und demnach auch der Silurperiode. Nach ihrem Empordringen aus der Tiefe haben sie sich deckenartig über beträchtliche Strecken des damaligen Meeresbodens ausgebreitet und sind später von jüngeren silurischen Sedimenten bedeckt worden, so dass sie einerseits den Unebenheiten ihres Untergrundes überall folgten, während sich andererseits die jüngeren silurischen Schichten den Umrissen ihrer Oberfläche anschmiegten. Als integrierende Teile des silurischen Systems mussten die Diabaseinlagerungen an den in späteren Zeiträumen vor sich gehenden Aufrichtungen der ursprünglich horizontalen Sedimente, sowie an Störungen des Schichtenbaues überhaupt teilnehmen. Mit dem Empordringen der glutflüssigen Diabasmassen gingen, anscheinend ganz in derselben Weise, wie in den jüngsten geologischen Perioden in Verbindung mit den Basalt- und Trachytausbrüchen, Eruptionen von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapillis Hand in Hand. Dieses losen vulkanischen Materiales bemächtigten sich die silurischen Wogen, ebneten es zu ausgedehnten Schichten und vermengten es zum Teil mit ihren eigenen Sedimenten, sowie den Resten ihrer Bewohner. Auf diese Weise entstanden die nicht selten versteinerungsführenden Diabastuffe, Grünsteinschiefer, Schalsteine und Diabasbreccien, die auf der einen Seite in rein sedimentäre Grauwackenschiefer, auf der anderen in echte, körnige Diabase übergehen, eine Erscheinung, durch welche die Gleichzeitigkeit zahlreicher Diabaseruptionen und gewisser silurischer Ablagerungen außer Zweifel gesetzt wird. Derartige Diabasgesteine spielen in vielen Silurterritorien, so in denen des Harzes, des Vogtlandes, Erzgebirges, Fichtelgebirges, Böhmens und Englands eine nicht unwichtige Rolle. Die harzer silurischen Diabase sind in Lagern von verschiedener Mächtigkeit den Sedimentärgesteinen, namentlich Thonschiefern zwischengelagert, machen alle Windungen und Knickungen derselben mit und zeigen, abgesehen von lokalen Anschwellungen und einem oftmals raschen Wechsel der Mächtigkeit, eine den sedimentären Schichten durchaus konforme Lagerung (siehe Fig. 198).

Diese Diabase halten innerhalb der silurischen und unterdevonischen Schichtenfolge des Unterharzes zwei ganz bestimmte Niveaus inne, in deren oberem (devonischem) sie sich durch ihre aphanitische, in deren unterem (silurischem) aber durch ihre körnige Gesteinsbeschaffenheit, sowie durch

ihre hälleflint- und felsitähnlichen, sehr harten und dichten Kontaktgebilde auszeichnen. Letzteres ist namentlich bei Hasselfelde an der Rapbode, bei Altenbrak und zwischen Allrode und Treseburg der Fall.*)

Jüngeren Ursprunges sind die Granitstöcke des Brockens und des Rammberges, welche die Silurformation des Harzes durchsetzen, z. T. mikrogranitisch-porphyrische Apophysen aussenden und die durchbrochenen

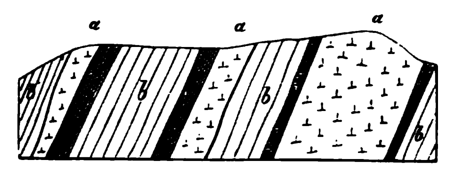


Fig. 198. Profil südwestlich von Allrode im Harz. Nach *Kayser*.
a Diabas-Lager. *b* Thonschiefer, im Kontakte mit dem Diabase metamorphosiert (*c*).

Thonschiefer und Grauwacken in Hornfels metamorphosiert haben. Sehr klar lassen sich diese Verhältnisse z. B. am Rehberger Graben bei Andreasberg im Harz beobachten (siehe Fig. 199). An dieser Stelle hat sich der Granit zwischen silurische Thonschiefer und Grauwacken eingezwängt, so dass diese jetzt den Gipfel des Rehberges bilden. Der Granit sendet zahlreiche Apophysen in das Nebengestein, und zwar namentlich die auflagernde Partie aus, und hat nicht nur diese letztere, sondern auch die benachbarten Thonschiefer und Grauwacken in Hornfels umgewandelt. Auch im Silur des Erzgebirges, Vogtlandes und Fichtelgebirges sind die Einlagerungen von Diabasen und Schalsteinen häufige Erscheinungen. Zu ihnen gesellen sich, namentlich im Fichtelgebirge und in Thüringen, Gänge von Keratophyr, Paläopikrit, Epidiorit, Proterobas,**) ferner Gänge und die großen stockförmigen Massivs des fichtelgebirgischen Granites.

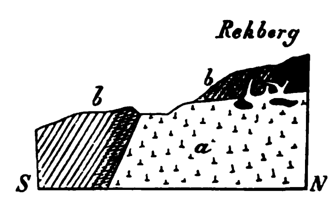


Fig. 199. Profil durch den Rehberg bei Andreasberg. (*H. Crd.*)
a Granit; — *b* Grauwacken und Thonschiefer, im Kontakte mit dem Granit in Hornfels verwandelt.

In der silurischen Formation Böhmens treten Diabase vorzugsweise in Wechsellagerung mit Graptolithenschiefern auf der Grenze zwischen Ober- und Untersilur auf, so dass ihr Ausgehendes um das ganze Bassin der

*) K. A. Lossen u. E. Kayser. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1869. S. 281; 1870. S. 103; 1872. S. 701; sowie die Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen. Sektionen des Ostharzes.

**) C. W. Gümbel. Die paläolith. Eruptivgesteine d. Fichtelgebirges. München. 1874. — K. Pöhlmann. N. Jahrb. f. Min. III. Beil. B. 1885. S. 67.

oberen, wesentlich aus Kalk bestehenden Formationsabteilung einen förmlichen Gürtel bildet.

Eine sehr bedeutende Entwickelung haben die Diabase, und zwar namentlich die versteinerungsführenden Diabastuffe in der englischen Silurformation erlangt. Die letzteren und ein Teil der echten Diabase wech-

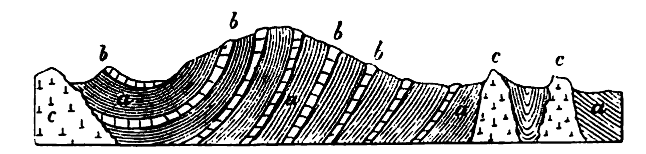


Fig. 200. Profil durch die Gelli Hills (Wales). Nach *Murchison*. *a* Untersilurische Schiefer; — *b* Lager von Diabas und Diabastuff; — *c* Gänge und Stöcke von Diabas.

sellagern dort in größter Regelmäßigkeit und in einer Gesamtmächtigkeit von über 2000 m mit den untersilurischen Schiefern und Sandsteinen, während die Eruption anderer gang- und stockförmiger Diabase einer etwas späteren Zeit angehört.

In ganz ähnlicher Weise, wie Diabase, treten auch Quarzporphyre und Syenitporphyre, z. B. in dem untersten Silur von Böhmen bei Skrey, von Norwegen bei Kristiania, sowie von Nordwales in Wechsellagerung mit Thonschiefern oder dieselben gangförmig durchsetzend auf. Besonders das Silurbecken von Kristiania ist reich an großartigen deckenförmigen Ergüssen und an mit diesen in Zusammenhang stehenden Gängen von Eruptivgesteinen. Ihrer Altersfolge nach sind dies: Quarzporphyre — Augitporphyre — Glimmersyenit, Augitsyenit und Rhombenporphyre — Nephelinsyenit — Hornblendegranit, Syenit, Granitit — Feldspatporphyr — und als jüngste Diabas und Proterobas. Die oben erwähnten granitischen und syenitischen Eruptivmassen haben überall, wo sie mit den Schichten der Silurformation in Berührung kamen, eine z. T. höchst intensive Kontaktmetamorphose derselben bewirkt (s. S. 309), Alaun- und Thonschiefer wurden in Knotenschiefer, Chiastolithschiefer, Hornfelse, — Kalkstein in Marmor mit Wollastonit, Aktinolith, Muscovit, Granat, Vesuvian, Apatit, Titanit u. s. w. verwandelt (vergl. Brögger l. c. S. 244—372).

Hohes Interesse besitzen die wahrscheinlich altkambrischen oder takonischen, gediegen Kupfer führenden Eruptivgesteine am Südufer des Lake Superior in Nordamerika. Sie treten in Gestalt eines Komplexes von abwechselnden Porphyr-, Melaphyr- und Melaphyrmandelsteinlagern mit untergeordneten Konglomeratbänken auf, bilden namentlich die weit in den See vorspringende Halbinsel Keweenaw, fallen nach W ein und werden

nach O zu von Potsdamsandstein diskordant überlagert.*) Als vollständige oder teilweise Ausfüllung der Mandeln in gewissen dieser Melaphyrmandelsteinlager stellt sich neben Kalkspat, Quarz und Zeolithen gediegenes Kupfer und Silber ein (siehe S. 431).

Dem Untersilur der Argentinischen Republik sind echte Quarzporphyre und deren Krystalltuffe (diese mit Silurfossilien) eingelagert.**)

Infolge der Stauchungen, welche die Silurschichten im Laufe der Zeit erlitten haben und welchen sie ihre z. T. sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse, sowie ihre allgemein verbreitete Transversalschieferung verdanken, wurden Spalten aufgerissen, welche das Gestein in größerer oder geringerer Erstreckung bis zu mehr oder weniger bedeutender Tiefe durchsetzen. Dadurch, dass dieselben später durch Absätze aus wässerigen Lösungen mit Erzen und anderen Mineralien ausgefüllt wurden, gaben sie Veranlassung zur Entstehung der Erzgänge.***) Einige instruktive Beispiele solcher gangförmigen Erzvorkommen innerhalb silurischer Terrains mögen hier ihren Platz finden. Der altberühmte Silberbergwerksbezirk St. Andreasberg im Harze†) liegt am südlichen Abhange des Rehberges und Sonnenberges, eines Granitrückens, an dessen südwestliche Ränder sich eine Zone von Tanner Grauwacke und Wieder Schiefern anlegt (siehe Profil Fig. 199), welche nach Süden zu ihre Begrenzung durch eine mächtige Diabaseinlagerung erhält. In dieser hercynischen Zone setzen die Andreasberger Gänge auf. Es sind dies einerseits Eisenstein- und Kupferkiesgänge, andererseits Silbererzgänge, welche durch ein drittes Gangsystem, die faulen Ruscheln, scharf getrennt werden. Letztere sind mächtige taube, mit Thonschieferbruchstücken ausgefüllte, mit einem Lettenbesteg versehene Gänge, welche sich sowohl in ihrer westlichen Längenerstreckung als auch in der Tiefe vereinigen und somit eine keilförmige Thonschieferpartie umfassen, deren Schichten von O nach W streichen und mit 70 bis 80° gegen S einfallen. Die Silbererzgänge setzen nur innerhalb der Ruschelumgrenzung auf und haben deshalb eine geringe Ausdehnung, sind wenig mächtig, jedoch bis zu einer bedeutenden Tiefe aufgeschlossen. Ihre Hauptgangmasse ist Kalkspat. Die wichtigsten in diesem eingelagerten Erze sind: Bleiglanz, Zinkblende, Rotgültig, Antimonsilber, Arsensilber und gediegen Arsen; sie werden von Apophyllit, Harmotom, Desmin, Stilbit und Flussspat begleitet. Die Silbererzgänge gehören zwei Streichungsrichtungen an, einer nörd-

---

*) Irving u. Chamberlin. Bullet. U. St. Geolog. Survey. No. 23. Washington 1885.

**) A. Stelzner Geol. u. Paläont. der argent. Republ. I. Cassel. 1885. S. 51 u. 58.

***) K. Lossen. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 1. — E. Kayser. Über das Spaltensystem am SW-Abfalle des Brockenmassivs. ebend. S. 412.

†) H. Crd. Geogn. Beschr. d. Bergwerksdistriktes von St. Andreasberg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1865. S. 163. — Kayser l. c.

licheren und einer westlicheren, fallen gegen N und gegen NO und kreuzen und verwerfen sich deshalb öfters, doch bleibt sich die Hauptgangausfüllung in allen Gängen gleich. Die Ruscheln schneiden entweder die Gänge geradezu ab oder schleppen dieselben eine Strecke weit. In keinem Falle aber setzen die Silbererzgänge über eine der beiden Grenzruscheln hinaus. Die Eisensteingänge treten außerhalb des durch die Ruscheln abgeschlossenen Gebirgskeiles auf, sind mit derbem Roteisenstein und Glaskopf ausgefüllt und bilden im Verein mit einigen Kupferkies- und Kobaltgängen eine Zone ziemlich parallel der Grenze des Granites.

Innerhalb der silurischen Terrains der amerikanischen Kontinente zeichnen sich zwei Bezirke durch die Großartigkeit ihrer gangförmigen Erzvorkommnisse aus, die Kupferregion am Lake Superior und die Bleiglanzregion am oberen Mississippi. Unter ersterer versteht man namentlich die felsige Landzunge (Keweenaw genannt), welche von der Südküste des Oberen Sees in Form eines 16 deutsche Meilen langen Hornes nach N vorspringt und ihrer Länge nach in zwei Zonen zerfällt, eine östliche von Potsdamsandstein und eine westliche von bereits oben beschriebenen altkambrischen oder takonischen Melaphyren, kupferführenden Mandelsteinen, Konglomeraten und Sandsteinen.*) In rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung wird diese Halbinsel von zahlreichen senkrechten Gängen durchsetzt, welche in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Centimeter und 10 m schwanken und in einer vorwaltenden Kalkspat-, Prehnit- und Quarzausfüllung im Verein mit zahlreichen Bruchstücken des Nebengesteins gediegenes Kupfer in bis zu 15000 Cent. schweren Massen umschließen.

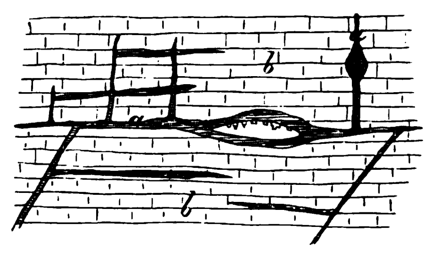



Fig. 201. Bleiglanzgänge und -höhlen *a* im untersilurischen Dolomite *b* am oberen Mississippi. Nach *Whitney*.

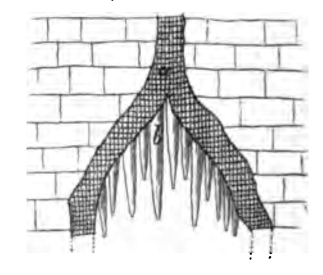


Fig. 202. »Schlot« einer Bleiglanzhöhle am oberen Mississippi, inkrustiert von Bleiglanz *a* und Kalksinter *b*. Nach *Whitney*.

Die vorhererwähnte Bleiglanzregion dehnt sich in dem nach SO offenen Winkel aus, welcher von dem Wisconsin- und Mississippistrom ge-

*) R. D. Irving. Copper-bearing Rocks of L. Superior. U. St. geol. Surv. Vol. V. Washington 1883. Mit vollst. Litteratur.

formt wird, nimmt 126 deutsche Quadratmeilen Flächenraum ein und gehört dem südlichen Wisconsin, dem nordwestlichen Illinois und dem äußersten Osten von Jowa an.*) Der Trenton-Dolomit, ein Glied der dortigen untersilurischen Schichtenreihe, wird durchzogen und durchsetzt von unzähligen, vertikalen, horizontalen und diagonalen Spalten (Fig. 201) und umschließt geräumige Höhlen von unregelmäßiger oder glockenförmiger Gestalt. Diese sind ausgekleidet oder ausgefüllt durch Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Schwefelkies, Galmei, Eisenocker und Kalksinter. Die Decke vieler Bleiglanzhöhlen bietet ein äußerst unregelmäßiges Ansehen dar. Von ihr laufen kegelförmige Hohlräume, sog. Schlöte aus, welche zum Teil von einer Lage Bleiglanz ausgekleidet und dann von Kalkstalaktiten inkrustiert sind (siehe Fig. 202). Der Prozess der Ausfüllung der Spaltenräume innerhalb der silurischen Dolomite ging noch in den neuesten geologischen Zeiträumen vor sich. Der höchst interessante Fund von durch grobkrystallinischen Bleiglanz zusammengekitteten und von solchem inkrustierten Elephasknochenbruchstücken in zu Tage ausgehenden Gangspalten liefert hierfür den sprechenden Beweis.

Rückblick auf das silurische Zeitalter. Es ist ein fremdartiger Anblick, welchen unser Planet während der Silurperiode dem Auge des Geologen bietet. Fast das ganze Erdenrund ist vom Wasser bedeckt, über dessen Spiegel sich nur einzelne felsige Festlandsmassen erheben. Sie tragen nur hier und da einige niedrig stehende Pflanzen und entbehren noch des Lebens tierischer Bewohner, — tot und starr stehen sie fast überall da! Das Meer birgt abenteuerliche Formen, Trilobitenschwärme tummeln sich an seiner Oberfläche, zahllose Graptolithen, formenreiche, beschalte, zum Teil riesige Nautileen beleben die See, — Korallen von fremdartigem Typus (Rugosa und Tabulata) bauen ausgedehnte Bänke auf, — heute längst ausgestorbene Brachiopodengattungen und echte, sowie armlose, vieltäfelige Crinoideen (Cystidea) wuchern auf dem Meeresgrunde; erst nahe dem Schlusse der Silurzeit erscheinen auch seltsam gestaltete Fische, die ersten Wirbeltiere, auf der Weltbühne.

Der Gesamthabitus der silurischen Tierwelt war auf der ganzen Erdoberfläche im großen Ganzen derselbe und, nach dieser Übereinstimmung zu schließen, müssen auch die Temperaturverhältnisse während der Silurperiode im allgemeinen überall fast die gleichen gewesen sein, — allen Breiten vom Pol bis zum Äquator war ein warmes, frostloses Klima gemeinsam.

**) J. D. Whitney. Rep. of a geol. Survey of the Upper Mississippi Lead Region. Albany 1862.

Die devonische Formation.

(Das devonische System; das Devon).

Litteratur über das Devon Deutschlands.

H. von Dechen. Geol. u. paläont. Übersicht d. Rheinprovinz u. d. Prov. Westfalen. Bonn 1884. S. 27—33 u. S. 73—207.

F. Römer. Das Rheinische Schiefergebirge. Hannover 1844; ferner Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1855. S. 377; 1856. S. 648; 1875. S. 731.

F. Sandberger. Übersicht d. geol. Verh. des Herzogt. Nassau. Wiesbaden 1847.

F. u. G. Sandberger. Beschreibung u. Abbildung der Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—1856.

E. Kayser. Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1870. S. 841; 1871. S. 289 u. S. 491; 1872. S. 653; 1873. S. 602 u. 755; 1877. S. 407; 1879. S. 301; 1883. S. 306. — Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1881. S. 51; 1882. S. 120; 1883. S. 1; 1884. S. 9.

C. Koch. Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus u. Westerwald. Jahrb. d. k. pr. geolog. Landesanst. Berlin 1880. S. 190. — Monogr. d. Homalonotus-Arten. Ebend. 1883. Bd. IV. H. 2.

F. Maurer. Paläontolog. Studien im Gebiet des rheinischen Devons. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1874. S. 453; 1875. S. 596; 1876. S. 808; 1877. I. Beilage-Band. 1881. S. 1; 1882. Bd. I. S. 1. — Fauna d. rechtsrhein. Unterdevons. Darmstadt 1886; — Fauna d. Kalke v. Waldgirmes. Darmstadt 1885.

O. Follmann. Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach. Bonn 1882. Diss.

G. Meyer. Der mitteldevonische Kalk von Paffrath. Bonn 1879. Diss.

C. Chelius. Die Quarzite u. Schiefer am Ostrande des rhein. Schiefergebirges. Verh. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. Bd. XXXIII. 1881.

C. Riemann. Die Kalke des Taubensteines bei Wetzlar. N. Jahrb. f. Min. III. Beil. 1885. S. 142.

E. Schulz. Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1882. S. 1.

F. Frech. Die Cyathoph. u. Zaphrent. d. Deutschen Mitteldevons (u. Gliederung desselben). Paläont. Abh. III. Heft 2. Berlin 1886. — Korallenfauna des Oberdevons. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1885. S. 21 u. S. 946.

E. Waldschmidt. Devonschichten d. Geg. v. Wildungen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1885. S. 906.

E. Holzapfel. Lagerungsverh. des Devons zwischen Roer- u. Vichthal. Verh. d. nat. Ver. f. Rheinl,-Westf. 1883. B. XL. S. 397.

C. W. Gümbel. Geol. Fragmente aus der Umgebung von Ems. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. München 1882. Bd. II. S. 197.

F. A. Römer. Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzes. Kassel 1850. S. 63; 1855. S. 132 und 152; 1860. S. 159. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1865. S. 386.

E. Beyrich. Über Stringocephalenkalk und Cypridinenschiefer bei Elbingerode. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1868. S. 216 u. 659.

A. von Groddeck. Abriss d. Geognosie des Harzes. 2. Aufl. Clausthal 1883. S. 23 u. 87. Ferner Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1872. S. 605; 1876. S. 361.

K. A. Lossen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1877. S. 612.

E. Kayser. Die Fauna d. ältesten Devon-Ablagerungen des Harzes. Berlin 1878. Hierzu vergl. Schlüter. Verh. des naturw. Ver. d. preuß. Rheinl. XXXV. Bd. V. S. 330. — Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1878. S. 743. — Kayser. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879. S. 54; 1881. S. 617. u. N. Jahrb. f. Min. 1884. II. S. 81.

L. Beushausen. Der Oberharzer Spiriferensandstein. Abh. z. geol. Spezial-Karte v. Preuß. Bd. VI. Heft 1. Berlin 1884.

J. M. Clarke. Die Fauna des Iberger Kalkes. N. Jahrb. f. Min. III. Beilageband. 1885. S. 316.

A. Halfar. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1876. S. 448; 1879. S. 705. 1882. S. 1.

R. Richter. Das Thüringische Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1869. S. 370. (S. auch dessen Aufsätze in früheren Jahrgängen derselben Zeitschr.)

H. B. Geinitz. Die Versteinerungen der Grauwackenformation in Sachsen u. d. angrenz. Länderabteil. Leipzig 1852. Heft II.

C. W. Gümbel. Geognost. Beschreib. d. Fichtelgebirges etc. Gotha 1879. S. 464—526.

K. Th. Liebe. Erläuterungen zu den reußisch-vogtländischen Blättern d. geolog. Spezialkarte v. Preußen; — Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preuß. Bd. V. Heft 4. Berlin 1884.

K. Dalmer. Erl. z. Sekt. Kirchberg, Planitz, Auerbach u. Treuen d. geol. Spezialkarte v. Sachsen. Leipzig 1884—86.

H. Credner. Das sächs. Granulitgeb. u. s. Umgebung. Leipzig 1884. S. 79.

W. Dames. Über die in d. Umgegend Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1868. S. 409.

F. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. S. 5—39; u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1865. S. 579.

E. Tietze. Über d. devon. Schiefer v. Ebersdorf in d. Grafschaft Glatz. Paläontogr. 1870.

Als devonische Formation bezeichnet man eine stellenweise über 6000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden sandigen, thonigen, sowie kalkigen Gesteinen, welche auf der silurischen Formation aufruhen, von der karbonischen Formation überlagert werden und die Reste der ersten häufigeren Gefäßkryptogamen und Coniferen, ferner solche von Korallen, Crinoiden und Mollusken, sowie von Trilobiten und von bereits zahlreicheren Fischen umschließen. Da in ihr die Coniferen, Farne und Calamiten, sowie die Fische zuerst in einiger Mannigfaltigkeit erscheinen, bezeichnet man die devonische Formation als die der ersten Gefäßpflanzen und Fische.

Der **petrographische Charakter** der devonischen Schichtenreihe ist im großen Ganzen ziemlich einförmig, wenn auch in den einzelnen Entwickelungsgebieten dieser Formation inkonstant. Sandsteine, Quarzite, Konglomerate, Grauwacken, Thonschiefer und Kalksteine bilden das wichtigste Material der devonischen Schichtensysteme, innerhalb deren die drei erstgenannten Gesteine in manchen Gegenden, z. B. Nordamerikas, Englands und Schottlands, eine vor den übrigen bei weitem hervorragende Rolle spielen. Nach diesem ihrem lokalen petrographischen Charakter wurde dort die devonische Formation als Old-red-sandstone bezeichnet. In Westfalen, Rheinpreußen und dem Harze hingegen besteht nur die untere Gruppe

der devonischen Schichtenreihe aus sandigen Schiefern, Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten, die mittleren und oberen Etagen hingegen aus Kalksteinen und Thonschiefern. Ganz eigentümlich ist das Auftreten von versteinerungsführenden Kalksteinnieren und -linsen zwischen Thonschiefern, so dass erstere fast wie Mandeln in den letzteren erscheinen. Nach ihrer Zerstörung durch die Atmosphärilien erhält das Gestein ein löcheriges Aussehen (Flaserkalk, Kramenzelkalk).

Selten und nur in höchst untergeordneter Weise treten Steinkohle und Anthracit in wenig mächtigen Flötzen und Nestern zwischen der devonischen Schichtenreihe auf. Dahingegen gehören die großartigen unterirdischen Petroleum-Reservoirs im nördlichen Pennsylvanien dem obersten Devon an, indem sich Erdöl, im Verein mit Salzwasser und Kohlenwasserstoffgasen, in Spalten und Hohlräumen des oberdevonischen Sandsteines angesammelt hat.*) Flötzartige Einlagerungen von oolithischem, dichtem oder kalkigem Roteisenerz und Brauneisenerz und endlich linsen- und flötzförmige Lagerstätten von Schwefelmetallen sind als Glieder der devonischen Schichtenreihe bekannt. Die großartigste und berühmteste derselben ist die des Rammelsberges bei Goslar.**) Sie bildet eine 1200 m lange und bis 20 m mächtige, lagerförmig zusammengruppierte Verbindung kleiner unregelmäßiger Linsen zwischen oberdevonischen Thonschiefern (siehe Fig. 203) und besteht aus einem sehr festen, kompakten Gemenge von Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende. Ferner treten in dem devonischen Kalksteine Westfalens, z. B. bei Brilon und Iserlohn, ferner bei Aachen, abbauwürdige Nester von Zink- und Bleierzen auf. Körniger Magneteisenstein bildet in dem Oberdevon von Österreichisch-Schlesien ziemlich bedeutende Lager. In den meisten Fällen einer Eisensteinführung der devonischen Formation steht dieselbe in einer so engen genetischen Beziehung zu gewissen Eruptivgesteinen jener geologischen Periode, dass sie zugleich mit diesen besprochen werden muss.

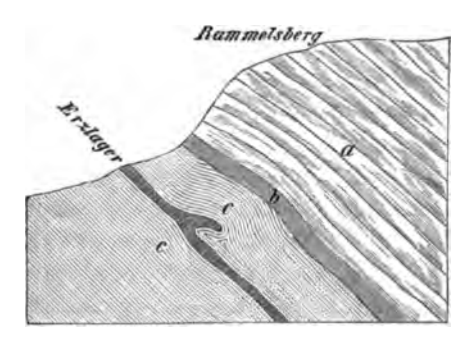


Fig. 203. Profil durch den Rammelsberg bei Goslar.
a Spiriferen-Sandstein; — *b* Calceola-Schiefer; — *c* oberdevonische (Goslarer) Schiefer mit linsenförmigen Erzeinlagerungen in überkippter Stellung. Nach *Fr. Wimmer.*

---

* H. Höfer. Die Petroleum-Industrie Nordamerikas. Wien 1877. III. Abschnitt.

**) Fr. Wimmer. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salin.-Wesen im pr. Staat. 1877. Bd. XXV. S. 119. — A. Stelzner. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881. S. 808. — K. A. Lossen, ebend. 1876. S. 777. — G. Köhler. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salin.-Wesen. Berlin 1882. S. 31 u. 278.

Über die **architektonischen Verhältnisse** der devonischen Formation gilt dasselbe wie über die des Silurs. Seltener, dann aber in Arealen von großer Ausdehnung, z. B. Nord-New-York und Pennsylvanien, sind ihre Schichten in der ursprünglich horizontalen oder fast horizontalen Lage geblieben, meist hingegen steil aufgerichtet, gebogen und gebrochen (so im Harz, in der Eifel, im Fichtelgebirge), ja vollständig überkippt (Fichtelgebirge, Frankenwald Fig. 195, Harz z. B. bei Goslar Fig. 203), Lagerungsverhältnisse, welche zum Teil noch durch das Auftreten einer ausgezeichneten transversalen Schieferung verdunkelt und verwischt werden.

Paläontologischer Charakter der devonischen Formation. Beschränkt sich das organische Leben in der Silurzeit fast allein auf das Meer, so erzeugen in der devonischen Periode die Kontinente bereits zahlreichere Organismen, freilich noch immer ausschließlich Pflanzen. Die devonische Flora ist noch sehr formenarm und spärlich. Von den Fucoiden gewinnen manche trotz schlechter Erhaltung durch die Häufigkeit ihrer Individuen Bedeutung, z. B. Haliserites Dechenianus in gewissen Zonen des Rheinischen Unterdevons und Fucoides cauda-galli in den älteren devonischen Sandsteinen von New-York. Die spärliche Landvegetation der Devonzeit*) offenbart eine sehr große Ähnlichkeit mit der späteren Steinkohlenflora, mit welcher sie nicht nur die meisten Genera, sondern auch einzelne Spezies gemeinsam hat. Die devonischen Landpflanzen gehören den Gefäßkryptogamen und Coniferen, sowie den zwischen beiden Gruppen stehenden Sigillarien an. Neben den Stämmen dieser letzteren ist uns das filzige Wurzelwerk derselben, Stigmaria ficoides Brongn., aus der Devonzeit überliefert. Die Coniferen sind durch Holzreste, Aporoxylon und Dadoxylon (Araucarioxylon), vertreten und von Gefäßkryptogamen sind das Genus Calamites und dessen als Asterophyllites und Annularia aufgeführte Zweige und Blätter, sowie Sphenophyllum, ferner Lepidodendron-Arten, sowie zahlreiche Farne, Cyclopteris, Neuropteris, Sphenopteris und Pecopteris aufgefunden worden. Alle diese Formen wiederholen sich in der karbonischen Formation und werden bei Besprechung dieser genauer abgehandelt werden, — rein devonisch hingegen, wenn auch auf Canada, New-York und Ohio beschränkt, wo es jedoch in außerordentlicher Häufigkeit vorkommt, ja manche Schichten ganz anfüllt, ist das lycopodienähnliche Genus Psilophyton Daws. (Fig. 204).

Von Zugehörigen der niedrigsten Ordnung des Tierreiches, den Protozoën, sind uns aus der Devonzeit verhältnismäßig nur sehr spärliche Reste überliefert worden. Eine große Verbreitung muss Receptaculites Neptuni Defr., wahrscheinlich eine riesige Foraminifere, besessen haben.

---

*) Dawson. The fossil plants of the Devonian and Uppersilurian Formations of Canada. London 1871.

Dieser scheiben-, becher- oder trichterförmige Körper erreicht über 20 cm im Durchmesser und ist auf beiden Seiten mit rhombischen, in exzentrischen Reihen regelmäßig angeordneten Kalkplatten bedeckt, deren je zwei gegenüberstehende durch eine Röhre verbunden sind. Die Korallen sind durch

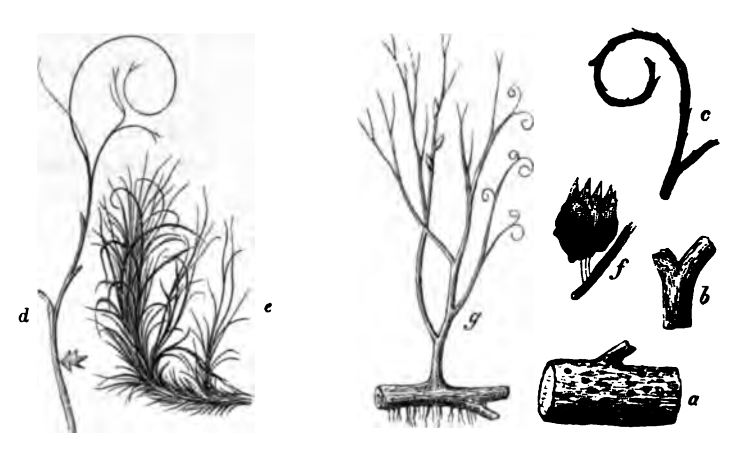


Fig. 204. Psilophyton Daws.
a Unterirdischer horizontaler Stamm mit runden Narben und zylindrischen Wurzeln; — *b* Stammbruchstück; — *c* Zweigende; — *d* Stamm und Zweige; — *e* Zweigbüschel; — *f* Fruktifikation; — *g* restaurierte Pflanze. Nach *Dawson*.

ihre paläozoischen Familien, die Zoantharia rugosa und tabulata, reichlich und unter den ersten namentlich durch die Gattung Cyathophyllum vertreten. C. helianthoides Goldf. (Fig. 205) kommt sowohl in kreisrunden, flach bikonischen Einzelzellen, mit sehr zahlreichen gleich starken, bis in



Fig. 205. Cyathophyllum helianthoides Goldf.
a Einzelzelle; *b* Stock.

das Zentrum des Kelches reichenden Septen, als auch in plattenförmigen Stöcken mit polygonalen Kelchen weit verbreitet vor. Auch Cyath. caespitosum, ein gabeliger Stock, ist recht bezeichnend für das Devon. Ein ausgezeichnetes Leitfossil der devonischen Schichten ist Calceola sandalina Lam. (Fig. 206), eine Deckelkoralle. Außer durch ihren starken und genau schließenden Deckel, welcher durch eine Grube mit dem Septum

des Kelches artikuliert, zeichnet sie sich durch ihre, freilich meist unter der Epithek verborgene, fiederartige Streifung auf der gewölbten Seite aus. Eine weite Verbreitung im Devon Deutschlands, Spaniens, Englands und Nordamerikas besitzt neben Amplexus, Zaphrentis, Endophyllum das Genus Cystiphyllum und zwar durch die Spezies C. vesiculosum Phil., welche sich durch ihre fast zylindrische Gestalt und die Ausfüllung des Kelches durch blasiges Gewebe charakterisiert. Von den Zoantharia tabulata sind durch ihre Häufigkeit wichtig Calamopora polymorpha Goldf. mit walzenrunden, dicht aneinander gedrängten, durch reihenständige Poren verbundenen Röhrenzellen, ferner das immer nur als Steinkern erhaltene Pleurodictyum problematicum Goldf. (Fig. 207) und endlich Alveolites suborbicularis Lam., dessen Polypenstöcke andere Körper lagenförmig überwuchern. Halysites catenularia, die charakteristische Kettenkoralle des Silurs, fehlt im Devon vollständig, Aulopora repens E. und



Fig. 206. Calceola sandalina Lam.



Fig. 207. Pleurodictyum problematicum Goldf.



Fig. 208. Aulopora repens E. u. H.

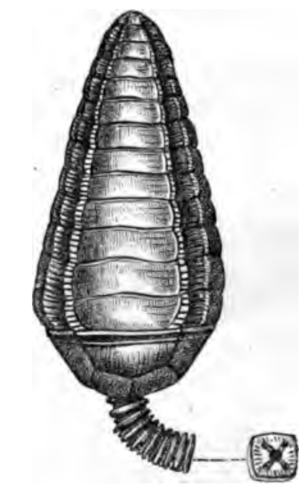


Fig. 209. Cupressocrinus crassus Goldf. Kelch mit Armen und Säulengliedern.

H. (Fig. 208), welche sich kriechend auf anderen Korallen ausbreitet, ist besonders in Deutschland häufig. Der Mangel an Graptolithen ist im Gegensatze zu deren massenhaftem Auftreten im Silur ein charakteristisches negatives Kennzeichen des Devons.

Die Echinodermen werden im devonischen Zeitalter fast ausschließlich durch Crinoiden und zwar durch eigentliche, mit großen Armen ver-

sehene Crinoiden (ca. 230 Arten) vertreten, als deren wichtigste devonische Geschlechter und zwar vorzugsweise in dem Kalke der Eifel vorkommend, Cupressocrinus (Fig. 209), Ctenocrinus und Haplocrinus (Fig. 210), im Oberdevon Melocrinus und Hexacrinus*) gelten können.



Fig. 210. Haplocrinus mespiliformis Röm. Von unten, von der Seite und von oben. Sehr stark vergrößert.

Fig. 211. Spirifer disjunctus Sow.

Sehr häufig sind im Devon vieler Gegenden die äußeren Abdrücke der Crinoiden-Säulenglieder, sowie die innere Ausfüllung des Nahrungskanales der Säule und des scheibenförmigen Zwischenraumes zwischen je zwei Gliedern, Steinkerne, welche früher als Schraubensteine bezeichnet wurden. Die Blastoideen, welche in der nächst jüngeren Formation zu einer so großen Entwickelung gelangen, sind im Devon nur vereinzelt zu finden (Pentremites), während die Cystideen, im Silur so gewöhnlich, bis auf wenige Formen (z. B. Agelacrinus Rhenanus Röm.) verschwunden sind.

Asteroideen von ansehnlicher Größe kennt man aus den Dachschiefern von Birkenfeld, Niederlahnstein u. a. O. (Aspidosoma, Archasterias, Helianthaster), sowie aus Nordamerika (Palaeaster).



Fig. 212. Spirifer macropterus Goldf.

Unter den Mollusken herrschen noch immer, wenn auch nicht in so auffälliger Weise wie im Silur, Brachiopoden und Cephalopoden im Verhältnisse zu den Zweischalern und Gasteropoden stark vor. Erstere stehen mit fast 1400 Arten noch immer auf der Höhe ihrer Entwickelung. Namentlich liefert die Gattung Spirifer, obwohl bei weitem nicht ausschließlich devonisch, viele für die Schichten dieser Periode charakteristische Formen und zwar langflügelige, in die Breite gezogene Arten; so Spirifer speciosus Phil. im mittleren Devon, — Spir. disjunctus Sow. (Verneuili Murch.) (Fig 211) außerordentlich bezeichnend für die obere Abteilung des Devons und in Deutschland, Russland, Belgien, Frankreich, Eng-

---

v. Könen. N. Jahrb. f. Min. 1886. I. S. 99.

land und Nordamerika verbreitet, — endlich Spir. macropterus Goldf. (Fig. 212) aus dem untersten Devon, und Spirifer cultrijugatus F. Röm. aus dem Unter- und Mitteldevon. Ein ausschließlich devonisches Brachiopoden-Geschlecht ist Stringocephalus, dessen einzige bekannte Art St. Burtini Defr. (Fig. 213) zu den größten Brachiopoden gehört. Mit dieser Art gemeinschaftlich, und wie sie auf das mittlere Devon beschränkt, tritt Uncites gryphus Defr. auf. Sehr bezeichnend sind ferner Athyris concentrica M'Coy (Fig. 214), Orthis tetragona F. Röm., Streptorhyn-

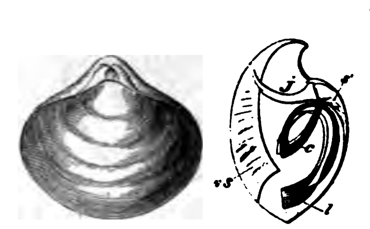


Fig. 213. Stringocephalus Burtini Defr. (stark verkleinert). vs Ventrales Septum. s' Dorsales Septum, c und l Schleife, j Gabeliger Fortsatz.



Fig. 214. Athyris concentrica M'Coy.

chus umbraculum Buch und Orthis striatula Schloth., sowie Rhynchonella parallelepipeda Bronn, Rhynchonella pugnus Sow. und Rhynch. cuboides Sow., endlich Pentamerus galeatus Dalm. Von den verhältnismäßig schwach vertretenen Zweischalern besitzen die



Fig. 215. Megalodon cucullatus Sow. Beide Schalen von vorn.



Fig. 216. Macrocheilus arculatus Schloth.



Fig. 217. Murchisonia bigranulosa.

Gattungen Nucula, Cucullella, Grammysia und Pterinea in den untersten devonischen Grauwacken und Sandsteinen, Lucina, Conocardium, Allorosima und Megalodon (Fig. 215) hingegen in den mitteldevonischen Kalksteinen Häufigkeit.

Die Pteropoden werden durch riesige **Conularien**, sowie durch **Tentaculiten** vertreten, die Gasteropoden vorzugsweise durch **Euomphalus** (Fig. 218), **Pleurotomaria**, **Macrocheilus** (Fig. 216), **Murchisonia** (Fig. 217), **Bellerophon** und **Dentalium**.



Fig. 218. Euomphalus (Coelocentrus) Goldfussi d'Arch.

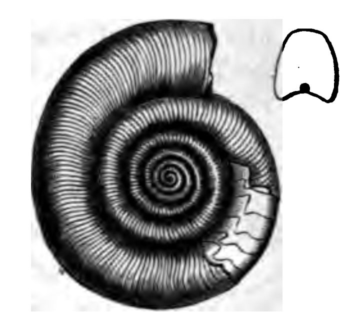


Fig. 219. Clymenia undulata Münster. Der Querschnitt zeigt die ventrale Lage des Sipho.



Fig. 220. Goniatites intumescens Beyr.



Fig. 221. Phacops latifrons Bronn.



Fig. 222. Homalonotus armatus Burm.

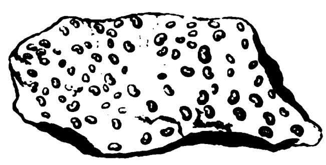




Fig. 223. Cypridina (Entomis) serrato-striata Sandb. (Natürliche Größe und stark vergrößert.)

Die **Cephalopoden** besitzen ebenso wie im Silur, so auch im Devon in den Geschlechtern **Cyrtoceras**, **Phragmoceras**, **Gomphoceras**, noch mehr aber **Orthoceras**, zahlreiche Repräsentanten. Ausschließlich

devonisch hingegen ist das auf die obere Abteilung dieser Formation beschränkte Nautileen-Genus Clymenia (Fig. 219), mit ventralem Sipho, deren zahlreiche und in sehr häufigen Individuen verbreitete Arten, z. B. Clym. laevigata Münst., Clym. undulata Münst., Clym. angustiseptata Münst., Clym. striata Münst. u. a. treffliche Leitfossilien des Ober-Devons bilden. In dem nämlichen Horizonte erreicht das Geschlecht Goniatites (Fig. 220)

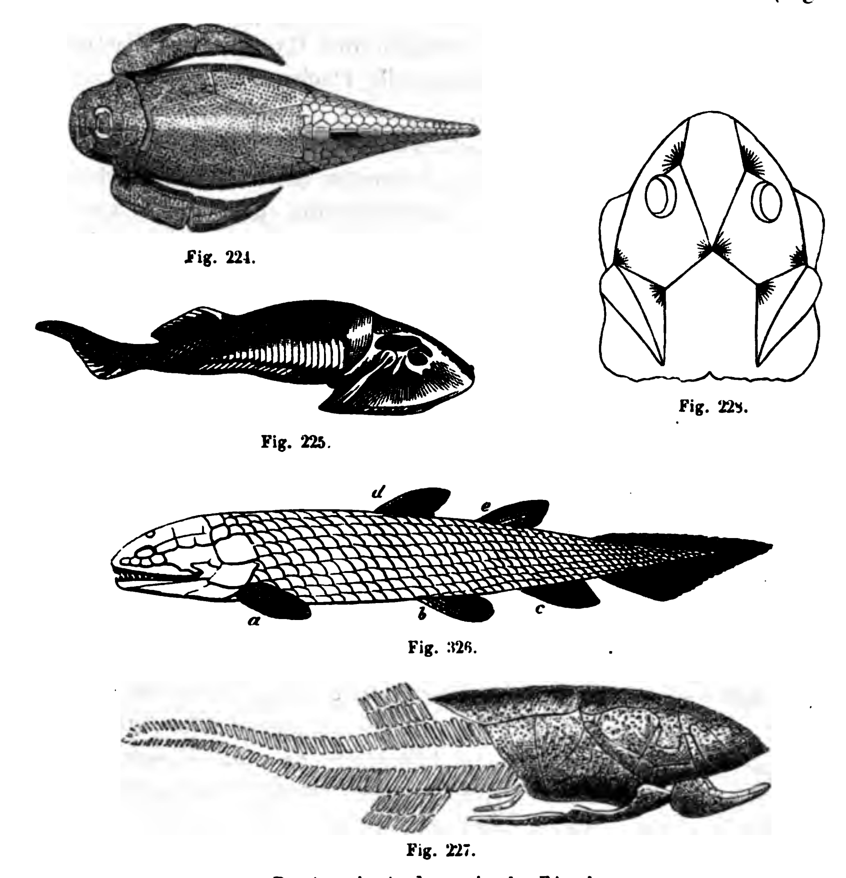


Fig. 224. Fig. 225. Fig. 228. Fig. 226. Fig. 227.

Restaurierte devonische Fische.

Fig. 224. Asterolepis (Pterichthys) cornutus Pand.
Fig. 225. Eucephalaspis Lyelli Agass.
Fig. 226. Osteolepis macrolepidotus Val.
Fig. 227. Coccosteus decipiens Agass.
Fig. 228. Macropetalichthys Sullivanti Newb.

mit dorsalem Sipho, der Vorläufer der in den mesozoischen Formationen eine so wichtige Rolle spielenden Ammoniten, in den Arten Gon. retrorsus Buch, Gon. intumescens Beyr., Gon. subnautilinus Schloth., Gon. multilobatus Beyr. u. a. seine Hauptentwickelung.

Die devonischen Vertreter der Crustaceen sind Cypridinen (Schalenkrebse) und Trilobiten. Letztere besitzen bei weitem nicht mehr die Man-

nigfaltigkeit (105 Arten), durch welche sie der silurischen Fauna (gegen 1600 Arten) ein so eigentümliches Gepräge verliehen, vielmehr deutet das Erlöschen der großen Mehrzahl ihrer Geschlechter auf den nahen Untergang der ganzen Familie hin, welche im Devon namentlich auf Phacops (mit dem weit verbreiteten und charakteristischen Ph. latifrons Bronn, Fig. 221), Homalonotus (Fig. 222), Proetus, Harpes, Cheirurus, Bronteus und einige andere, weniger wichtige Gattungen beschränkt ist. Die bohnenförmigen, fast mikroskopisch kleinen Schalen der Cypridina (Entomis, Fig. 223) bedecken in zahlloser Menge die Flächen der nach ihnen benannten oberdevonischen Schichten.

Die Wirbeltiere blieben auch während der devonischen Periode einzig und allein auf ihre niedrigsten Vertreter, die Fische, beschränkt, welche sich durch eine ungemeine Entwickelung (gegen 100 Arten) der heute bereits seit langen Zeitaltern ausgestorbenen heterocerkalen Ganoiden auszeichnen. Ihre Bedeckung wird entweder von mit Schmelz überzogenen rhombischen oder runden Knochenschuppen, oder von einem vollkommenen Panzer von Knochentafeln gebildet, während ihre Schwanzflossen durchweg ungleichlappig sind. Zu den ersteren gehören Osteolepis (Fig. 226), Holoptychius, zu letzteren, den Panzerganoiden, Coccosteus (Fig. 227) und Asterolepis (Pterichthys, Fig. 224), zwischen beiden stehen die mit einem gewaltigen Kopfschilde versehenen Eucephalaspis (Fig. 225) und Macropetalichthys (Fig. 228).

Übrigens weist das Vorkommen von Flossenstacheln darauf hin, dass die devonischen Gewässer, ähnlich wie es in der spätesten Silurzeit der Fall war, auch von haiartigen Knorpelfischen belebt waren.

Dreiteilung der devonischen Schichtenreihe. Fast überall, wo die Devonformation zu einer vollständigeren Entwickelung gelangt ist, lässt sich in ihr ein mehrfacher Wechsel ihres paläontologischen Charakters wahrnehmen, demzufolge die devonische Schichtenreihe ganz allgemein in drei durch den verschiedenartigen Habitus ihrer Faunen voneinander abweichende Abteilungen zerfällt.

III. Das Oberdevon, aus Schiefern, Kalksteinen, Sandsteinen und Flaserkalken zusammengesetzt, ist der Horizont, in welchem die Clymenien und Goniatiten ihre Hauptentwickelung erreichen; außerdem treten als charakteristische Leitfossilien Spirifer disjunctus (Verneuili), ferner Cypridinen in zahlloser Menge auf.

II. Das Mitteldevon, vorwaltend aus Kalksteinen, Mergeln und Mergelschiefern bestehend, besitzt unter sämtlichen drei Abteilungen die mannigfachste und formenreichste Fauna, welche namentlich von Korallen (Calamopora, Cyathophyllum, Calceola, Aulopora), Brachiopoden (Stringocephalus, Uncites, Spirifer speciosus) und Gasteropoden (Murchisonia, Macrocheilus)

gebildet wird, zu denen sich Cupressocrinus, Megalodon, Cyrtoceras, Bronteus, namentlich aber Phacops latifrons gesellen.

I. Das Unterdevon, ein Schichtenkomplex von vorwaltenden Sandsteinen, Quarziten, sandigen Schiefern, Grauwacken und Konglomeraten, wird charakterisiert durch seinen Reichtum an Resten von Spirifer macropterus und Spir. mucronatus, durch Homalonotus-Arten, durch die Steinkerne von Pleurodictyum problematicum und durch mehrere Pterinea-Spezies.

Jede dieser drei Abteilungen gliedert sich in den verschiedenen Gebieten, in denen sie zur Ausbildung gelangt sind, in eine Anzahl von Stufen, welche zum Teil nur lokale Bedeutung besitzen und über welche in der später (S. 462) folgenden Tabelle eine Übersicht gegeben ist.

Old-red-sandstone-Fazies. In einigen Landstrichen, namentlich in Süd-Wales, in Schottland und auf den Orkney-Inseln hat die devonische Schichtengruppe eine von der beschriebenen typischen abweichende Ausbildung erfahren.*) Dort erscheint dieselbe, der Old red sandstone, der Hauptsache nach als eine etwa 4000 m mächtige Konglomerat- und Sandsteinbildung, welcher eine braunrote, von einer Eisenoxydbeimengung herrührende Färbung eigentümlich ist. Ihr paläontologischer Charakter weicht von dem eben besprochenen dadurch so vollständig ab, dass sie nur selten Korallen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten führt, dagegen zum Teil reich an Resten von Landpflanzen, namentlich aber von Ganoid- und Knorpelfischen, so von Eucephalaspis, Coccosteus, Asterolepis (Pterichthys), Osteolepis, Dipterus und Onchus ist, welche in der normalen devonischen Schichtenreihe nur ausnahmsweise oder sparsam vorkommen (so z. B. im Devon der Eifel).**) Übrigens beweist, ganz abgesehen von gewissen Analogien zwischen dem Old-red-sandstone Englands und der devonischen Schichtenreihe Russlands und Nordamerikas, die Lagerung des Old-red-sandstone, zwischen Silur und Karbon, dass derselbe eine Äquivalentbildung, eine lokale Fazies der Devonformation vorstellt, welche wahrscheinlich in großen Inlandseen oder ausgesüßten Meeresbuchten abgelagert worden ist.

Die geographische Verbreitung der Devonformation. Die devonische Formation ist in Europa, Amerika, Afrika und Asien nachgewiesen. Das ausgedehnteste devonische Territorium Deutschlands ist das rheinische Schiefergebirge. Es umfasst einen großen Teil Rheinpreußens, Westfalens, Nassaus und erstreckt sich nach Belgien hinein. Das Unterdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge durch den Taunus-Quarzit

*) A. Geikie. On the Old red sandstone of western Europe. Transact. R. Soc. of Edinburgh. Bd. XXVIII. 1878.

**) E. Beyrich. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1877. S. 751. — A. v. Könen. Abh. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. Bd. XXX. 1883.

und die Grauwacke von Coblenz (rheinische Grauwacke) repräsentiert (siehe S. 456). Es ist dies eine Schichtenfolge von Grauwacken, Sandsteinen, Quarziten und Thonschiefern, welche die für das Unterdevon charakteristischen, oben angeführten organischen Reste führen. Ihr Liegendes wird an manchen Stellen, so am Rücken des Hohen Venn (hier freilich z. T. in überkippter Lagerung), von krystallinischen Thonschiefern und Quarziten gebildet (siehe Profil, Fig. 229). Die Schichtenfolge des Unterdevons wird von Bingen

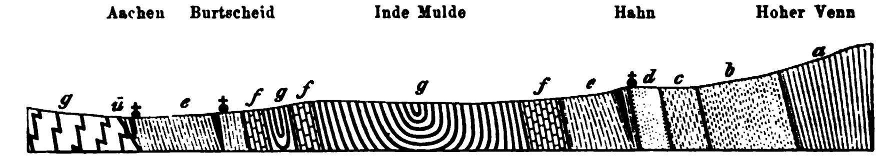


Fig. 229. Profil von Aachen nach dem hohen Venn. Nach *Holzapfel*.
a Thonschiefer und Quarzite (Kambrium?); — *b* Konglomerate und Schiefer des Unterdevons; — *c* Rotevichter Schichten (Unter- oder Mitteldevon); — *d* Stringocephalenkalk; — *e* Oberdevon; — *f* Kohlenkalk; — *g* produktive Steinkohlenformation; — *ü* Überschiebung.

bis Bonn vom Rhein durchbrochen und breitet sich zu dessen beiden Seiten mit auffallendem Gleichbleiben ihres petrographischen und paläontologischen Charakters aus. Der oberen Abteilung des nassauischen Unterdevons gehören die durch eine eigentümliche Cephalopodenfauna ausgezeichneten Orthoceras-Schiefer von Wissenbach oder Wissenbacher Schiefer an.

Das Mitteldevon besteht im Rheinischen Schiefergebirge aus Kalksteinen, Mergeln und Dolomiten, dem Eifeler Kalke. Derselbe bildet auf der linken Rheinseite, in der Eifel, sechs größere und drei kleinere ellipsoidische Partien, welche der Grauwacke muldenförmig ein- und aufgelagert sind (siehe Profil, Fig. 230). In dieser mitteldevonischen Schichten-

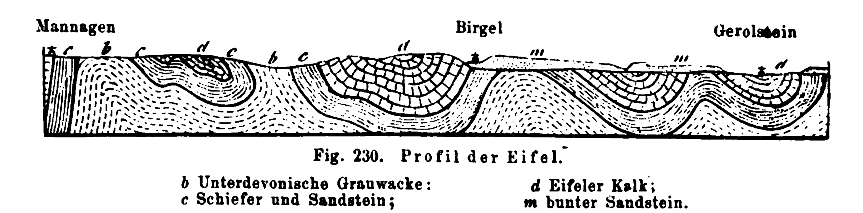


Fig. 230. Profil der Eifel.
b Unterdevonische Grauwacke; *c* Schiefer und Sandstein; *d* Eifeler Kalk; *m* bunter Sandstein.

reihe lassen sich 2 Niveaus, die Calceola-Kalke und -Mergel (an deren Basis als Übergangsstufe zum Unterdevon Kalke und Roteisenstein mit Spirifer cultrijugatus auftreten) und die Kalke mit Stringocephalus Burtini (Paffrather Kalke) unterscheiden. Der eifeler Kalk ist sehr reich an Korallen, Crinoideen und Brachiopoden. Auch bei Aachen und in Belgien (z. B. bei Givet und Couvin) sind dieselben Schichten entwickelt und den übrigen devonischen Gebilden regelmäßig zwischengelagert (siehe Profil, Fig. 229). Auf der rechten Rheinseite ist das Mitteldevon im ganzen

ähnlich entwickelt, nur treten in der Gegend zwischen Sieg und Lenne statt der reinen Calceola-Kalke mergelige Schiefer (die Lenneschiefer von Dechen's) auf, deren organischer Inhalt derselbe ist, wie der des unteren Eifeler Kalkes. Ganz typisch hingegen sind die Stringocephalen- (Paffrather) Kalke bis zum Ostrande des westfälischen Gebirges entwickelt (Bensberg, Elberfeld, Schwelm, Iserlohn, Diez, Villmar u. s. w.).

Das Oberdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge vorzugsweise durch mergelige, zum Teil kramenzelartige Kalke mit Rhynchonella cuboides (Cuboides-Kalke), durch Kalke und Schiefer mit Goniatiten (Goniatiten-Schiefer von Büdesheim), ferner durch Cypridinen-Schiefer, zum Teil auch durch Sandsteine oder olivengrüne Schiefer mit Spirifer disjunctus (Verneuili) repräsentiert (Verneuili-Schichten). Letzteres ist namentlich in der Gegend von Aachen der Fall, von wo aus sie sich nach Belgien verbreiten. Auf der rechten Rheinseite treten als gleichalterige Schichten die Kramenzelkalke, Schieferthone mit linsenförmigen, Clymenien- und Goniatiten-führenden Kalknieren, namentlich zwischen der Hönne, Diemel und Eder, ferner Cypridinen-Schiefer auf. In Nassau und Oberhessen ist die Entwickelung des Oberdevons eine der rheinischen ganz analoge. In allen diesen, wie in anderen Distrikten lassen sich zwei Faunen, also zwei Horizonte des Oberdevons unterscheiden, deren unterer sich durch das Auftreten primordialer Goniatiten und das Fehlen der Clymenien auszeichnet (Goniatiten-Schichten), während der obere reich an Clymenien ist, zu denen sich zugleich typische neue Goniatiten gesellen (Clymenien-Schichten).

Behufs etwas ausführlicherer Erläuterung des rheinischen Devons möge an dieser Stelle beispielsweise das Profil des Devons der Eifel nach E. Kayser's Untersuchungen geschildert werden:

III. Oberdevon (mergelig-kalkige Schichtenreihe).

11) Cypridinen-Schiefer als oberstes Glied der Büdesheimer Mulde, mit Cyprid. serrato-striata und Posidonomya venusta.

10) Goniatiten-Schiefer, grünlichgraue Mergelschiefer mit Goniatites retrorsus, Goniatites primordialis, Orthoceras subflexuosum, Bactrites gracilis, Pleurotomaria turbinea, Cardiola retrostriata, Cypridina serrato-striata.

9) Cuboides-Schichten, Knoten- und Kramenzelkalke, dolomitische Mergel und dünnplattige Kalke (Büdesheim). Die Mergel mit Camarophoria formosa, Spirifer Verneuili, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Spirifer glaber, Rhynchonella cuboides, Productus subaculeatus, Spirifer Urii.

II. Mitteldevon (kalkig-mergelige Schichtenreihe).

8) Stringocephalen-Bildung;

b. eigentliche Stringocephalen-Schichten, reine, dichte Kalksteine, bis 400 m mächtig (bei Pelm, Blankenheim, Sötenich), mit Stringocephalus Burtini, Spirifer undiferus, Spirifer Urii, Rhynchonella Schnuri, Cyrtoceras depressum u. a.

a. Crinoiden-Schicht, eine lockere, bis 10 m mächtige, aus Stielgliedern von Crinoideen, Korallen, Brachiopoden und Bryozoen-Resten bestehende Schicht mit Streptorhynchus umbraculum, Orthis Eifeliensis, Camarophoria rhomboidea, Productus subaculeatus, Spirifer Davidsoni, Spirifer avirostris, Pentamerus galeatus, Terebratula sacculus und Atrypa reticularis; auch Calceola sandalina ist noch recht häufig. (Aufgeschlossen bei Nollenbach, Bärendorf, Kerpen, am Sonnenberg bei Pelm.)

7) Zone der Calceola sandalina, reinere, hellere Mergelkalke; neben einer größeren Anzahl bereits in der Cultrijugatus-Zone vorhandener Reste treten auf Calceola sandalina, Spirifer concentricus, Camarophoria microrhyncha, Pentamerus galeatus u. a. Namentlich ist der oberste Horizont versteinerungsreich, wo sich zu den vorhandenen neu hinzugesellen: Retzia ferita, Retzia lens, Spirifer elegans, Productus subaculeatus, Zaphrentis Noeggerathi.

I. Unterdevon (schieferig-sandige Schichtenreihe).

6) Stufe des Spirifer cultrijugatus, eine Schichtenreihe von unreinen, zum Teil eisenschüssigen Kalksteinen, Eisenerzen und Grauwacken (z. B. am Prümbachthale bei Elwerath, ferner bei Nohn, Ahhütte u. a.) mit Spirifer cultrijugatus, Rhynchonella Orbignyana, Orthis subcordiformis, Streptorhynchus umbraculum var. gigas, Merista plebeja, Atrypa reticularis (Übergang zum Mitteldevon).

5) Dunkele Grauwackenschiefer von Daleiden, Waxweiler und Prüm mit Spir. cultrijugatus, Spir. macropterus, Spir. speciosus, Chonetes dilatata, Orthis striatula, Grammysia Hamiltonensis, Pleurodictyum u. a.

4) Rote Vichter Schichten.

3) Lichtere Grauwacke von Stadtfeld-Daun mit Homalonotus armatus, Spirifer macropterus, Pleurodictyum, Chonetes sarcinulata, Meganteris Archiaci, Rensselaeria strigiceps u. a.

2) Hunsrück-Schiefer.

1) Taunusquarzit.

Im eigentlichen rheinischen Devongebiete wird das **Unterdevon** von C. Koch und F. Maurer wie folgt gegliedert:

b. obere Abteilung:

8) Stufe des Spirifer cultrijugatus.

7) Schichten von Hohenrhein mit Grammysia Hamiltonensis, Strophomena Sedgwicki und Pterinea trigona. (Obere Coblenz-Schichten.)

6) Chondritenschiefer mit Homal. armatus, Cryphaeus, Pterinea, Chondrites.

5) Coblenzquarzit mit Homalonotus crassicauda, Pterinea lineata, Pt. trigona, Pt. fasciculata.

4) Haliseritenschiefer mit Haliserites Dechenianus, — Pterineen- (oder Avicula-) Schiefer, Feldspatgrauwacke.

a. untere Abteilung.

3) Grauwacke von Oppershofen und Vallendar (untere Coblenz-Schichten).

2) Hunsrück-Schiefer.

1) Taunusquarzit.

Als ein Äquivalent der oberen Abteilung des Unterdevons fasst Maurer die Orthoceras-Schiefer von Wissenbach (mit Goniatites

subnautilinus, G. occultus, G. compressus, G. lateseptatus, Orthoceras triangulare, O. crassum, Bactrites carinatus u. a.) auf. Nach C. Koch hingegen nehmen dieselben einen ganz bestimmten Horizont nahe der oberen Grenze des Unterdevons ein.

In der Entwickelung des Devons im Harze zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung mit den rheinischen und insbesondere mit den nassauischen gleichalterigen Bildungen. Die devonische Formation schließt sich im Unterharze an das oben beschriebene Hercyn auf das engste an, welches, wie S. 434 erörtert, nach Beyrichs und Kaysers Vorgang als ein in tieferem Meere abgesetztes Äquivalent der in einem Flachmeere abgelagerten Sandsteine und Grauwacken des »normal« entwickelten Unterdevons aufzufassen sein wird. Im Unterharz gliedert sich letzteres nach Lossen*) wie folgt:

III. Oberdevon.

Iberger Kalk und Spirifer disjunctus-Schichten, in ersterem viele Höhlen, z. B. Baumanns- und Bielshöhle, — Schalstein, — Cypridinen-Schiefer.

II. Mitteldevon.

Stringocephalenkalk mit viel Eisensteineinlagerungen, reich an Korallen, Brachiopoden, Trilobiten, mit Stringocephalus Burtini.

I. Unterdevon.

5) Elbingeröder Grauwacke.
4) Zorger Schiefer mit Einschaltungen dichter oder körniger Diabase.
3) Hauptkieselschiefer, vorwaltend schwarze, knauerige, mit Quarzadern durchflochtene Kieselschiefer, mit Zwischenlagen von Thonschiefern.
2) Oberer Wieder-Schiefer mit spärlichen, geringmächtigen Kalkeinlagerungen mit ärmlicher Fauna (Orthoceras triangulare) bei Güntersberge, Hüttenrode, Neuwerk, Büchenberg. Nach oben hin häufig mit Einschaltungen von dichtem, selten von körnigem Diabas.
1) Haupt-Quarzit südlich und nördlich der Sattelachse der Tanner Grauwacke in der Süd- und in der Selke-Mulde (siehe S. 432), ohne Kalkgehalt und petrefaktenleer, nördlich der genannten Achse in der Elbingeröder Mulde mit den Faunen von Elend, Hasserode, Drei-Jungfern, Krebsbach bei Mägdesprung (Spirifer cultrijugatus, Sp. macropterus, Chonetes sarcinulata, Orthis striatula, Homalonotus, Phacops latifrons. Der Haupt-Quarzit repräsentiert nach E. Kayser**) bereits oberes Unterdevon, so dass auch die mit ihm eng verknüpften hercynischen Schiefer keinen sehr tiefen Horizont im Unterdevon einnehmen würden.

Auf dem Oberharz tritt die devonische Formation in drei isolierten Partien zu Tage, und zwar 1) zwischen Ocker und Innerste am Nordrande des Gebirges, 2) in Verbindung mit ausgedehnten Lagern von Diabas am sogenannten Grünsteinzuge in Gestalt einer schmalen Zone zwischen Oste-

*) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1877. S. 612.
**) ebend. 1881. S. 623.

rode und Harzburg, 3) am Iberge, der sich wie eine Insel mitten aus den Kulmschichten erhebt. Die Kenntnis und Gliederung des oberharzer Devons verdanken wir wesentlich F. A. Römer. Der Hauptvertreter des Unterdevons ist hier der Spiriferen-Sandstein (Kahleberger Quarzitsandstein) mit Spirifer macropterus, Chonetes sarcinulata, Homalonotus gigas, Ctenocrinus, Pterinea u. a.; zu oberst dünnplattig und mit Thonschiefern wechsellagernd (Spirifer-speciosus-Schichten). Er nimmt den östlichen Teil der Devonpartie ein und setzt fast ausschließlich die Berge zwischen Ocker, Goslar, Bockswiese und Oberschulenberg (z. B. den Rammelsberg und Kahleberg) zusammen. Seine Schichten sind in viele Mulden und Sättel gefaltet. Eine Fazies dieses Spiriferen-Sandsteines ist nach Lossen der Bruchberg-Quarzit, ein kalkfreier Quarzit oder Quarzitsandstein, mit Wetz- und Kieselschiefereinlagerungen, der im SSO von Clausthal den Acker und den Bruchberg zusammensetzt. An den Spiriferen-Sandstein schließen sich Calceola-Schichten eng an. Es sind dunkelgraublaue, thonige Kalksteine, welche mit kalkigen, dünnschieferigen Thonschiefern wechsellagern und Calceola sandalina, Cupressocrinus urogalli, Spirifer speciosus, Phacops latifrons führen. Die wichtigsten Aufschlusspunkte dieser Schichten sind das Schalker Thal, der Auerhahn, der Bocksberg, der Rammelsberg. Infolge einer vollständigen Überkippung der dortigen Schichtenkomplexe unterteufen die Calceola-Schiefer stellenweise die Spiriferen-Sandsteine, so am westlichen Flügel des von letzteren gebildeten großen Sattels. Ein höheres Niveau als der Calceola-Schiefer nimmt der durch die Grube Weinschenke bei Buntenbock und am Polsterberge aufgeschlossene Stringocephalen-Kalk mit Orthoceras lineare, Bronteus signatus, Stringocephalus Burtini ein. Er ist mit Roteisenstein-, Brauneisenstein- und Magneteisensteinlagerstätten vergesellschaftet und bildet nach v. Groddeck mit Diabastuffen (Blattersteinen) wechsellagernd die mittlere Zone des sich von Osterode bis über Altenau hinaus ziehenden oberharzer Grünsteinzuges. Auf die Calceola-Schichten folgen die von F. A. Römer z. T. als Wissenbacher Schiefer, jetzt als Goslarer Schiefer bezeichneten Schichten mit Bactrites carinatus, Goniatites Jugleri, Gon. retrorsus, Gon. lamed, welche in weiter Verbreitung zwischen Goslar, Langelsheim und dem Winterberge aufgeschlossen sind. Die Schichten des Oberdevons (Kramenzelkalke, Intumescens-Schichten oder Clymenienkalke sowie Cypridinenschiefer) umgeben die große oberharzer Devonpartie im Osten, Süden und Westen und führen als Kramenzelkalk bei Schulenberg Arca clymeniae, Tentaculites und Phacops laevis, an der Gr. Bramke Goniatites intumescens und Cardiola retrostriata, bei Rohmker Halle Clymenia striata, — als Domanikkalk bei Altenau Cardiola retrostriata, Goniatites retrorsus, — als Cypridinenschiefer bei Lautenthal Cypridina (Entomis) serrato-striata. Dem Niveau des Oberdevons und zwar den

Gonititenkalken gehört auch die Kalkmasse des Iberges und Winterberges bei Grund an, welche nach allen Richtungen von Eisensteinlagerstätten durchschwärmt wird und außerordentlich reich an organischen Resten, so an Terebratula elongata, Rhynchonella pugnus, Rhynch. cuboides, Goniatites intumescens, Spirifer simplex, Conocardium trapezoidale, Acervularia, Cyathophyllum u. s. w. ist.

Eine beträchtliche Verbreitung gewinnt das Devon im südöstlichen Thüringen, im Vogtlande und im Fichtelgebirge (vgl. Fig. 195). Im Thüringer Walde und im Fichtelgebirge gliedert sich dasselbe nach Gümbel wie folgt:

III. Oberdevon.

Cypridinenschiefer, Grauwackensandstein mit Pflanzenresten (Calamites, zahlreiche Farne, Lepidodendron, Stigmaria, Aporoxylon), Clymenien- und Orthoceratiten-Kalke mit Clym. laevigata, Clym. undulata, Goniat. retrorsus, Gon. intumescens, Orthoceras interruptum, Gomphoceras, Cyrtoceras, Athyris concentrica, Rhynchonella cuboides, Bronteus grandis, Harpes speciosus u. a. Im Oberdevon Ostthüringens lassen sich nach Liebe 3 durch Tentaculiten-Thonschiefer getrennte Knotenkalkstufen unterscheiden, deren 2 untere sich als Goniatiten-Kalke, deren oberer sich als Clymenien-Kalk kennzeichnen.

II. Mitteldevon.

Diabastuffe und Breccien-Schalsteine, Schiefer, tuffige Sandsteine; mit Nestern und Knollen von Kalkstein. Lokal (bei Hof) mit Bronteus flabellifer, Atrypa reticularis, Orthis striatula, Spirigera concentrica u. a. Die Sandsteinschiefer mit Pflanzenresten. In dieses Niveau gehören in dem benachbarten sächsischen Vogtlande die versteinerungsreichen Diabastuffe von Planschwitz und die Korallenkalke der Umgegend von Plauen.

I. Unterdevon.

Tentaculitenschiefer; Nereitenschiefer mit Einlagerungen von Quarziten und tuffigen Grauwacken, erstere mit Laufspuren von Anneliden u. dergl. (= Nereiten), die Quarzite bei Steinach mit Spirifer macropterus, Atrypa reticularis, Strophomena depressa, Pleurodictyum problematicum u. a., demnach äquivalent dem Spiriferensandstein.

An die Phyllite der nordwestlichen Peripherie des sächsischen Granulitgebirges legt sich eine 5 Meilen lange Zone von oberdevonischen Dachschiefern, Schalsteinchiefern, Quarz-Keratophyren und Porphyroiden an (Altenmörbitz, Lastau). In Schlesien treten bei Freiburg und bei Kunzendorf zwei isolierte Kalkmassen aus dem Gebiete der Kulmformation hervor, welche u. a. Spirifer disjunctus, Atrypa reticularis, Rhynchonella cuboides, Receptaculites Neptuni, Aulopora repens führen und als unteres Oberdevon angesprochen worden sind. Bei Ebersdorf in der Grafschaft Glatz sind oberdevonische Clymenien-Kalke nachgewiesen worden. In Österreichisch-Schlesien und Mähren bilden die Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Devons eine bis über 3 Meilen breite und

etwa $7^1/_2$ Meilen lange Zone, welche sich von Zuckmantel in südlicher Richtung bis Sternberg in Mähren erstreckt.

Das Devon Belgiens, welches mit demjenigen der Rheinprovinz in direktem Zusammenhange steht, ist von Dumont, Dewalque und Gosselet wie folgt gegliedert worden:

III. Famennien (= Oberdevon):

3) Schiefer von Famenne und Psammit von Condros (dieser mit Panzerganoiden);
2) Schiefer von Matagne mit Card. palmatum;
1) Kalk von Frasne (Frasnien) mit Gon. intumescens.

II. Eifélien (= Mitteldevon):

2) Stringocephalenkalk von Givet;
1) Calceolaschichten von Couvin.

I. Rhenanien (= Unterdevon):

3) Coblenzien (= Coblenzer Grauwacke);
2) Taunusien } = Taunusquarzit.
1) Gedinnien }

In Britannien hat das Devon eine doppelte Ausbildungsweise erfahren, indem dort sowohl die typische, an Korallen, Mollusken und Trilobiten reiche, wie die fischführende Old-red-Sandstone-Fazies vertreten ist. Erstere hat ihre Hauptentwickelung in Cornwall und Devonshire, wo sie von Murchison und Sedgwick zuerst als selbständige Formation erkannt und benannt wurde, besteht vorzugsweise aus grünen Schiefern, Quarziten und Sandsteinen, zwischen welchen graublaue, marmorartige Kalksteine eingeschaltet sind, und gliedert sich ebenfalls, wenn auch nicht so scharf wie die rheinische Devonformation, im Oberdevon oder Pilton- und Petherwyn-Gruppe (Clymenien- und Goniatiten- Kalke sowie Spirifer disjunctus-Schiefer), Mitteldevon oder Ilfracombe-Gruppe (Stringocephalen-Kalk und Calceola-Schiefer) und Unterdevon oder Lynton-Gruppe (Spiriferen-Sandstein). Der Oldredsandstone (siehe S. 453) ist in Südwales und den angrenzenden Teilen Englands, sowie in Schottland, auf den Orkney- und Shetlands-Inseln entwickelt. Seine obere Stufe führt Holoptychius, Pterichthys, Asterolepis, — seine untere Coccosteus, Osteolepis, Dipterus, Cephalaspis.

In Russland treten devonische Schichten (und zwar ausschließlich Mittel- und Oberdevon) auf dem enormen Fächenraume von etwa 7000 Quadratmeilen, und zwar in zwei Zonen zu Tage, deren eine sich von Kurland in nordöstlicher Richtung bis Archangel erstreckt, während die zweite von Kurland südöstlich bis über Tula hinaus verläuft. Im russischen Devon finden sich die beiden sonst getrennten Fazies der devonischen Schichtenreihe vereint, indem rote Sandsteine, reich an Resten von Fischen, z. B. von Holoptychius, Asterolepis, Coccosteus, mit Mergelschiefern, welche die

Brachiopoden, Cephalopoden und Korallen des echt marinen Mittel- und Oberdevons führen, wechsellagern. Diese noch fast horizontale Schichtenreihe wird ganz regelmäßig von der karbonischen Formation überlagert. Außerdem legt sich auch noch an die Westflanke des Ural ein schmales Band von devonischen Schichten an.

Auch in Nordamerika, und zwar namentlich in dessen Osten, hat das Devon eine weite Verbreitung. Abgelagert innerhalb der flach-trogförmigen Mulde von Silurschichten, deren östlicher Flügel in den Alleghanies, deren nördlicher und westlicher Rand in den flachen Bodenerhebungen von Nord-New-York, Ohio, Kentucky und Tennessee zu Tage tritt, also fast rings umgeben von der in konzentrischen Zonen ausgehenden silurischen Formation, — und wiederum selbst zum Teil überlagert von dem karbonischen Systeme, begleitet das Devon die silurischen Gesteine der Alleghanies in Form eines schmalen Bandes, gelangt aber als breiter Saum des nördlichen silurischen und archäischen Terrains im Inneren des Kontinentes zu größerer Wichtigkeit. Auch in Canada, Nova Scotia und New-Brunswick tritt Devon auf und zwar hier reich an Pflanzenresten, namentlich von Psilophyton sowie an Fischen des Old-Red. Dahingegen wird in den Vereinigten Staaten nur die oberste Abteilung der devonischen Formation durch Old red Sandstone mit Holoptychius und Eucephalaspis gebildet, während die unteren Niveaus Produkte der hohen See sind und langflügelige Spiriferen, Rhynchonella, Atrypa, Orthis, Goniatites, Cyrtoceras, Cyathophyllum, Cystiphyllum, Calamopora, Phacops, jedoch nur wenige mit europäischen identische Arten führen. Die Gliederung und Parallelisierung der devonischen Formationen der eben besprochenen Territorien ist in umstehender Tabelle enthalten.

Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der devonischen Formationen. Die submarinen Eruptionen, aus denen diejenigen Diabas- und Diabastuffeinlagerungen hervorgingen, wie sie bei Besprechung der vulkanischen Erscheinungen der Silurperiode geschildert wurden, beschränkten sich nicht auf dieses Zeitalter, sondern wiederholen sich mit noch größerer Energie in der Periode des Devons. In den Schichtenreihen der meisten devonischen Territorien Europas spielen deshalb ursprünglich deckenartig auf dem devonischen Meeresgrunde ausgebreitete, jetzt unregelmäßig bankartig zwischengelagerte, stellenweise kuppenartig aufgestaute Diabasgesteine eine wichtige Rolle. Sie sind dann mit den gleichalterigen Sedimentschichten durch Tuffe zum Teil auf das innigste verbunden, ganz allgemein aber parallel zwischen sie eingeschaltet, so dass eine regelmäßige Wechsellagerung zwischen versteinerungsführenden und ursprünglich glutflüssigen Formationsgliedern stattfindet. Diabaslager wiederholen sich zwischen den devonischen Schichten nicht selten vielfach übereinander, eine ganz außerordentliche Entwickelung aber erreichen die Diabas-

			und Kayser.	F. A. Römer u. A.						
Oberdevon	Cypridinen-Schiefer. Goniatiten-Schiefer. Cuboides-Kalke und Mergel.	Verneuili-Sandstein. Verneuili Schiefer. Cuboides-Schichten (Verneuili-Schiefer *Frd. Römer's*).	Clymenien-Kalke von Dillenburg und Enkeberg. Cypridinen-Schiefer und -Sandsteine v. Nehden. Goniatiten-Kalke von Bicken, Oberscheld und Adorf. (Intumescens-Stufe).	Cypridinen-Schiefer v. Lautenthal. Kramenzelkalk von Schulenberg. Domanikschiefer von Altenau. Iberger Kalk.	Famennien	Kalkstein von Etroeungt mit Clymenien und Spir. Verneuili. Psammit v. Condros mit Spir. Verneuili. Cypridinen-Schiefer d. Famenne.	Pilton-Gruppe (Spirif. Verneuili-Zone). Peterwyn-Gruppe (Clymenien-Schichten). Intumescens-Schichten von Torquay und Chudleigh.	Old-red-Sandstone *a*, mit Dipterus, Coccosteus, Cephalaspis; — *b* Sandstone mit Holoptychius, Pterichthys, Asterolepis.	Catskill-Gruppe (Old-red-sandstone mit Holoptychius). Chemung-Gruppe. b. Chemung-Zone. a. Portage-Zone.	Spirifer disjunctus (Verneuili); Rhynchonella cuboides; Productus subaculeatus; Cardiola retrostriata; Clymenia laevigata; Clymenia undulata; Goniatites retrorsus; Goniatites intumescens; Cypridina serrato-striata. Receptaculites Neptuni.
					Frasnien	Schiefer von Matagne mit Gon. primordialis u. Cardiola retrostriata. Kalke u. Mergel von Frasne mit Rhynch. cuboides.				
Mitteldevon	Stringocephalen-Kalke an der Basis mit Crinoiden-Schicht. Calceola-Mergel u. -Kalke.	Stringocephalen-Kalke. fehlen	Stringocephalen-Kalk von Diez, Brilon, Bensberg. Schalstein. Grauwacken-Schiefer mit Einlagerungen von Eifeler Kalk.	Stringocephalen-Kalk von Buntenbock und Polsterberg. Calceola-Schiefer vom Auerhahn und Schalkerthal.	Eifelien	Stringocephalen-Kalk v. Givet. Calceola-Schiefer von Couvin.	Plymouth-Gruppe im südlichen Devon mit Stringocephalen. Ilfracombe-Gruppe i. nördlichen Devon. Calceola-Schiefer von Ogswell-house.		Hamilton-Gruppe. c. Genesee-Schiefer. b. Hamilton-Schiefer. a. Marcellus-Schiefer. Obere Helderberg-Gruppe. d. Corniferous limestone. c. Onondaga-Kalk. b. Schoharie-Sandstein. a. Cauda-galli-Sandstein.	Stromatopora polymorpha, Aulopora repens, Favosites polymorpha, Calceola sandalina, Cystiphyllum, Cyathophyllum helianthoides und caespitosum, Haplocrinus mespiliformis, Cupressocrinus, Productus subaculeatus, Pentamerus galeatus, Stringocephalus Burtini, Uncites gryphus, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Spirifer speciosus, Spir. concentricus, Spir. Uri, Rhynch. pugnus, Megalodon cucullatus, Murchisonia turbinata, M. bilineata, Bellerophon lineatus, Macrocheilus arculatus, Orthoceras gracile, Orthoceras triangulare, Goniatites subnautilinus, Phacops latifrons, Bronteus flabellifer.
Unterdevon	Cultrijugatus-stufe. Waxweiler Grauwacke. Vichter Schichten. Grauwacken von Stadtfeld-Daun; Hunsrück-Schiefer; Taunus-Quarzit.	Rote Schichten. Dunkle Grauwacken. Grüne Grauwacken m. grünen und roten Schiefern. Grobes rotes Konglomerat.	Orthoceratiten-Schiefer von Wissenbach. Spiriferen-Sandstein = Coblenz-Schichten, Hunsrück-Schiefer, Taunus-Quarzit.	Speciosus-Schichten. Spiriferen-Sandstein vom Kahlenberg u. von der Schalke. Bruchberg-Quarzit.	Coblenzien	Cultrijugatus-Schichten. Grauwacke von Hierges; Konglomerat von Burnot; grauer Sandstein von Vireux; Grauwacke von Montigny; Gedinnien.	Lynton-Gruppe. Sandstein und Thonschiefer mit Pleurodict., Homalonotus.			Pleurodictyum problematicum, Spirifer macropterus, Sp. cultrijugatus, Chonetes sarcinulata, Chonetes dilatata, Athyris concentrica, Pterinea lineata, Homalonotus crassicauda, Cryphaeus.

breccien, *Diabastuffe* und *Schalsteine* in vielen Devongebieten. Dies ist der Fall z. B. in der Gegend von Dillenburg und Weilburg in Nassau, wo sich, abgesehen von zahlreichen Wechsellagerungen der devonischen Schiefer, Kalksteine und Diabase, Übergänge der letzteren durch Diabastrümmergesteine und Schalsteine in Stringocephalenkalk beobachten lassen. Im Devon Westfalens, des Harzes, des Vogtlandes, des Fichtelgebirges und Englands wiederholen sich die nämlichen Erscheinungen. Dahingegen finden sich derartige eruptive Glieder der devonischen Schichtenreihe weder in den großen Devonterritorien des Mississippibeckens, noch in denen Russlands.

In engem genetischen Zusammenhange mit den Diabasen der genannten Devonterritorien stehen *Roteisenerze*, welche fast überall da, wo Blattersteine oder Schalsteine an Stringocephalen-Kalkstein grenzen, zur Ausbildung gelangt sind, sich mit dem Kalksteine innig verbunden zeigen und nicht selten dieselben Versteinerungen führen wie dieser. Solche Roteisenerzlagerstätten sind bei Brilon in Westfalen, bei Wetzlar, Weilburg und Dillenburg, bei Zorge, Elbingerode, Rübeland und Clausthal im Harze u. a. O. das Objekt eines ausgedehnten Bergbaues und kommen dort nicht selten mit Brauneisenstein gemeinschaftlich vor. Die in den mitteldevonischen Schalsteinen bei Königsberg im Dillenburgischen auftretenden Roteisensteine sind phosphorhaltig und mit verzogen linsenförmigen *Phosphoriteinlagerungen* vergesellschaftet (Fig. 231). Vorkommen des letztgenannten, als Düngemittel höchst wertvollen Minerales sind an sehr vielen Punkten der Lahngegend von Diez bis Niedergirmes bekannt und im Abbau begriffen.

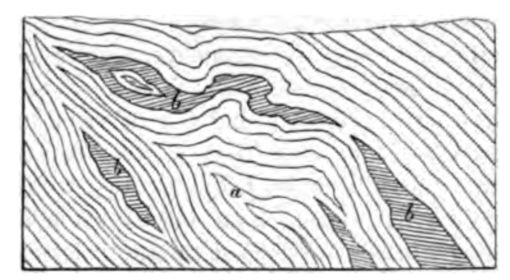


Fig. 231. *a* Devonischer Schalstein mit *b* Phosphoriteinlagerungen im Dillenburgischen.

Abgesehen von den submarinen Diabasausbrüchen, welche bereits während des Absatzes der devonischen Schichten stattfanden, waren gewisse Devonterritorien nicht selten noch in späteren, zum Teil den jüngsten Perioden zuzurechnenden Zeitaltern der Schauplatz von Eruptionen glutflüssiger Gesteinsmassen, welche die devonischen Schichten heute gang- oder stockförmig durchsetzen, ohne dass es überall möglich ist, den Zeit-

punkt des Emporbrechens derselben zu fixieren. So wird das Devon des nordwestlichen Oberharzes vom Ockerthal-Granit durchsetzt und ist im Kontakte mit diesem in Hornfelsarten umgewandelt worden.*) Auch das Devon von Nova Scotia wird von einem mächtigen, mehrere Meilen langen Granitzuge durchschnitten und stellenweise bedeckt, welcher Fragmente des benachbarten devonischen Grauwackenschiefers umschließt. Im Devon des Fichtelgebirges setzen Gänge von Proterobas und Lamprophyr auf.

Aus den devonischen Schiefern (Killas) der Halbinsel Cornwall**) erheben sich in einer von ONO nach WSW streichenden Kette vier größere und zahlreiche kleinere, in der Tiefe zusammenhängende Granitstöcke, welche zahlreiche Verzweigungen in das Nebengestein aussenden und selbst Schieferbruchstücke umschließen. Sie und mit ihnen die Killas werden wiederum von Quarzporphyrgängen (Elvans) durchsetzt, welche nicht selten Kupferkies, Schwefelkies und Zinnstein enthalten. Ein 13 m mächtiger Gang von quarzführendem Diabas durchsetzt bei Ehrenbreitstein die Coblenzer Grauwacke. Quarzporphyr tritt in einzelnen Kuppen aus dem nassauischen Devon, Kersantit durchsetzt als 8 km langer Gang das Devon des Oberharzes, Basalt durchsetzt das Devon des Rheinlandes in Gängen, hat sich auf ihm zu Kuppen aufgestaut oder decken- und stromartig ausgebreitet. Die Trachytkegel des Siebengebirges und endlich die ganz jungen Lavaströme, Tuffablagerungen und Kratere der Laacher Gegend gehören einem devonischen Territorium an, dessen Schichten ihr Material in glutflüssigem Zustande durchbrochen hat.

Fast überall erlitten die devonischen Ablagerungen Schichtenstörungen, infolge deren an Stelle der ursprünglich horizontalen Lagerungsform steil oder vertikal aufgerichtete, geknickte und durch Verwerfungsspalten zerrissene Schichtensysteme oder sich vielfach wiederholende Mulden und Sättel getreten sind. Im südöstlichen Thüringen, sowie im Oberharz (vergl. Fig. 195 und 203) hat das Devon sogar eine vollständige Überkippung erfahren. Der seitliche Druck, welchen derartige Dislokationen gewaltiger Schichtensysteme voraussetzen, war zugleich die Veranlassung zur Ausbildung der transversalen Schieferung, die in vielen devonischen Schiefergebieten die eigentliche Schichtung mehr oder weniger maskiert. Eine fernere Folge solcher Stauchungen waren Spaltenbildungen, und nach deren allmählicher Ausfüllung mit Mineralsubstanzen Gangformationen. Auf devonischem Areale, also in devonischem Nebengesteine, setzen beispielsweise folgende Gänge auf: der 20—30 m mächtige stockförmige Spateisensteingang von Müsen im Siegenschen, — die Kupfernickel, Nickelglanz

*) A. Halfar. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1875. S. 483, u. 1877. S. 63.

**) Vergl. E. Reyer. Zinn. Berlin 1881. S. 2 u. 102.

und Kupferkies führenden Gänge von Oberwald, — die Kupferkiesgänge bei Dillenburg, — die Manganerzgänge bei Eimerrode, — die Bleiglanzgänge sehr zahlreicher Punkte des rheinisch-westfälischen Devonareales, — die Kupfer- und Zinnerzgänge, welche die devonischen Schiefer, Granite und Quarzporphyre von Cornwall durchsetzen und in ihrer Verbreitung an die Nähe der letztgenannten Eruptivgesteine gebunden sind, teilweise sogar im Kontakte von Granit und devonischen Schiefern aufsetzen. Dieselben werden bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1 m 10 und mehr Meter mächtig. In einer Gangmasse von schwärzlichgrünem Chlorit und Quarz führen die einen Zinnerz fein eingesprengt oder als Auskleidung von Klüften und Drusenräumen und sind die jüngeren Gänge, — die anderen Kupferkies in Nestern oder massigen Partieen. Es ereignet sich jedoch auch, dass Gänge, welche in ihrer oberen Teufe Kupfererze führten und auf diese abgebaut wurden, durch gegenseitige Verdrängung der Erze sich in größerer Tiefe zu Zinnsteinlagerstätten umgestalteten. An Stellen, wo die beschriebenen Gänge durch Quarzporphyrgänge setzen, nimmt nicht nur ihre Mächtigkeit, sondern auch ihr Erzreichtum zu, eine Erscheinung, welche sich auch dort wiederholt, wo sich verschieden streichende Erzgänge kreuzen oder scharen.

Ein hervorragendes Beispiel von mit großartigen Schichtenstörungen der Devonformation verbundenen Spaltenbildungen, welche letztere durch spätere Ausfüllungsprozesse zu Erzgängen umgestaltet wurden, liefert der nordwestliche Oberharz.*) Da aber von diesen Dislokationen nicht nur das Devon, sondern namentlich auch der Kulm betroffen wurde, so sollen die einschlägigen Erscheinungen in dem die Karbonformation behandelnden Abschnitte etwas eingehender besprochen werden.

Rückblick. In der Silurzeit war das Leben fast ausschließlich auf die Meere beschränkt: die Kontinente waren im Vergleich mit der anfänglich fast allgemeinen Wasserbedeckung noch unbedeutend. Während der devonischen Periode wachsen sie sowohl infolge langsamer Hebung des Landes, als auch steter Anschwemmung von seiten des Meeres und nehmen zugleich kompliziertere Konturen an; — bis dahin tot, beginnen sie sich mit reichlicherem Pflanzenwuchs, mit Coniferen, Farnen, Sigillarien und Lepidodendren zu schmücken, noch immer spärlichen Formen, welche erst in der nächsten geologischen Periode zu einer später nie wieder erreichten Fülle und Riesenhaftigkeit der Individuen gelangen sollten. Tiere scheint das Festland der Devonzeit noch nicht hervorgebracht zu haben, während eine fast vollkommene, allmähliche Umgestaltung der Meeresfauna von statten

*) A. v. Groddeck. Geogn. Durchschnitte durch den Oberharz nebst Erläuterungen. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im pr. St. Bd. XXI. Taf. 1 u. 2. S. 1. — Rössing. Verwerfungen des Nebengest. durch d. Lautenthaler Erzgänge. Ebendort Bd. XXV. S. 1. Taf. 13.

ging. Sie vermehrt sich um zahlreiche Ganoid- und Knorpelfische; die ersten Andeutungen der Ammoneen (die Goniatiten), die Gattungen Productus, Uncites und Stringocephalus, sowie Clymenia erscheinen auf der Weltbühne, neben ihnen eine Anzahl neuer Crinoideen- und Pelecypodengenera. Dahingegen haben sich die Familien der Graptolithen und der Cystideen, ferner außer den Trilobiten der Primordialfauna die Geschlechter Calymene, Agnostus, Acidaspis, Asaphus, Illaenus, endlich das Cephalopodengenus Lituites, sowie die Kettenkoralle Halysites überlebt und sind bereits ausgestorben. Kurz, der Gesamtcharakter der silurischen organischen Welt hat eine Wandelung erfahren, in welcher, als Ganzes aufgefasst, die Richtschnur eines stufenweisen Fortschrittes durch Einführung höher organisierter Tier- und Pflanzentypen nicht zu verkennen ist.

Die karbonische oder Steinkohlen-Formation.

Litteratur.

Geinitz, Fleck u. Hartig. Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas. München 1865.

H. von Dechen. Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche, nebst einer physiogr. und geogn. Übersicht des Gebietes. Berlin 1873. S. 263 bis 412 und 559—566.

H. Mietzsch. Geologie der Kohlenlager. Leipzig 1875.

E. Weiß. Das Steinkohlengebirge an der Saar: Geol. Spezialkarte von Preußen. Blatt Saarbrücken, Ittersdorf, Bouss, Dudweiler, Lauterbach, Emmersweiler, Hanweiler, nebst zugehörigen Erläuterungen. Berlin 1875.

R. Nasse. Geol. Skizze des Saarbrück. Steinkohlengeb. Zeitschr. f. d. Bg.-, Hütt.- u. Sal.-Wes. Berlin. XXXII. 1884. S. 1.

H. v. Dechen. Geol. u. pal. Übersicht d. Rheinprov. u. d. Prov. Westf. Bonn 1884. S. 208—291.

Flötzkarte des Westf. Steinkohlenbeckens (43 Grundriss-Sektionen u. 25 Profiltafeln 1 : 5000). Leipzig 1886.

F. H. Lottner. Das westf. Steinkohlengebirge. II. Aufl. Iserlohn 1868, nebst Flötzkarte

C. Koch. Die Kulmformation in Nassau. Jahrb. d. Ver. f. Naturk. in Nassau XV. S. 236.

A. v. Koenen. Die Kulm-Fauna v. Herborn. N. Jahrb. f. Min. etc. 1879. S. 309.

E. Kayser. Oberdevon und Kulm am Nordrande des rhein. Schiefergeb. Jahrb. d. k. pr. Landesanst. Berlin 1881. S. 51.

A. v. Groddeck. Geognosie des Harzes. Clausthal. 2. Aufl. 1883. S. 106. Ders. Oberharzer Kulm. Jahrb. d. geol. Landesanst. Berlin 1882. S. 44 u. 68.

H. Laspeyres. Geognostische Darstellung des Steinkohlengebirges und Rotliegenden in der Gegend nördlich von Halle a. d. S. Berlin 1875.

H. B. Geinitz. Geogn. Darstellung d. Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1856.

Das Zwickauer Kohlenfeld: Sekt. Zwickau, Kirchberg, Planitz u. Lichtenstein, sowie Profiltafel nebst Erläuterungen. Bearbeitet unter d. Leitung v. H. Crd. von H. Mietzsch u. K. Dalmer.

Das Lugau-Ölsnitzer Kohlenfeld: Sekt. Stollberg-Lugau von Siegert u. Sterzel; Profiltafeln hierzu von Siegert; nebst den zugehörigen Erläuterungen. Ferner Sterzel. VII. Bericht d. naturwiss. Gesellsch. zu Chemnitz. S. 155.

Der Kulm von Hainichen: Sektion Frankenberg-Hainichen von A. Rothpletz. — Derselbe. III. Beilage d. Botan. Centralbl. 1880. Ferner T. Sterzel. IX. Ber. d. naturw. Ges. z. Chemnitz. 1883 u. 84. S. 181.

Geognost. Beschr. des Kohlenbassins von Flöha. Sekt. Schellenberg-Flöha nebst Erläuterungen v. Siegert u. Sterzel.

K. Dalmer. Kulm u. Kohlenkalk unweit Zwickau i. Sachs. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1884. S. 379.

R. Richter. Der Kulm in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1864. S. 155.

C. W. Gümbel. Geognost. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 526—576.

Th. Liebe. Erläuterungen zu Blatt Zeulenroda, Gera u. a. Bl. d. geol. Spezialk. v. Preußen, u. Abhandl. z. geol. Spezialk. v. Pr. Bd. V. Heft 4. Berlin 1884. S. 23.

A. Schütze. Geognost. Darstell. des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens. Abhandl. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Bd. III. Heft 4. 1882.

G. Steinmann. Foraminiferen des Kohlenkalkes v. Altwasser in Schlesien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880. S. 394.

O. Feistmantel. Kohlenkalkvorkommen bei Rothwaltersdorf. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1873. S. 463.

Kosmann. Die neueren geogn. u. pal. Aufschlüsse auf der Königsgrube, Oberschlesien. Zeitschr. f. Berg-, Hütt.- u. Salinen-Wesen im preuß. St. Bd. XXVII. 1880.

Ferd. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. Karbon. Formation. S. 39 bis 101. Nebst Anhang von Dr. Runge.

Ed. Hull. The Coalfields of Great Britain, their History, Structure and Resources. 4 ed. London 1881.

A. Burat. Les houillères en 1867; d'après les documents de l'exposition universelle de 1867. Paris 1868.

Mac Farlan. The Coal Regions of the United States. New-York 1873.

H. Höfer. Die Kohlen- und Eisenerzlagerstätten Nordamerikas. Bericht Weltausstellg. 1876. Wien 1878.

H. D. Rogers. Report on the geological Survey of Pennsylvania. 2. Vol. a. Atlas. Philadelphia 1858.

J. P. Lesley. Second geolog. Survey of Pennsylvania 1874—83. (Vergl. N. Jahrb. f. Min. 1882. Bd. I. S. 372.)

J. D. Dawson. Acadian Geology. London 1858.

A. H. Worthen. Geolog. Survey of Illinois. 6. Vol. Chicago 1866—70.

Hauptwerke über die karbonische Flora.

C. v. Sternberg. Versuch einer geogn.-botan. Darstellung der Flora der Vorwelt. Prag 1820—38.

E. F. Germar. Die Versteinerungen des Steinkohlengebirges von Wettin und Löbejün im Saalkreise. Halle 1845—53.

F. A. Römer. Die Versteinerungen des Harzgebirges. Hannover 1843, und Beiträge zur geol. Kenntnis d. n. w. Harzgebirges. Kassel 1850, 1852, 1854.

A. J. Corda. Beiträge zur Flora der Vorwelt. Prag 1845.

H. R. Göppert. Fossile Flora des Übergangsgebirges. Breslau u. Bonn 1852. Nov. Act. Acad. Leop. Carol. Bd. XIV. Suppl.

H. B. Geinitz. Darstellung d. Flora des Hainichen-Ebersdorfer u. des Flöha'er Kohlenbassins. Leipzig 1854.

H. B. Geinitz. Die Versteinerungen der Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1855.

H. R. Göppert. Über die fossile Flora der silur., devon. und unteren Kohlenformation. Abh. Akad. Jena 1859.

von Röhl. Fossile Flora der Steinkohlenformation Westfalens einschließlich Piesberg. Kassel 1868.

G. J. Andrae. Vorweltliche Pflanzen aus dem Steinkohlengebirge der preuß. Rheinlande und Westfalens. Bonn 1865 u. f. J.

F. Goldenberg. Flora Saraepontana fossilis. Saarbrücken 1855—62.

E. Weiß. Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rheingebiete. Bonn 1869—72.

E. Weiß. Beiträge zur fossilen Flora. (Steinkohlen-Calamarien mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fruktifikation.) Berlin 1876.

E. Weiß. Beitr. z. Kulm-Flora v. Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1883. S. 81.

D. Stur. Beiträge zur Kenntnis d. Flora der Vorwelt. Bd. I. Heft 1. Die Kulm-Flora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. 1875. — Heft 2. Die Kulm-Flora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. Wien 1877. — Morphol. u. System. d. Kulm- u. Karbon-Farne. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. B. 88. 1883. 1. Abt.

Osw. Heer. Flora fossilis Helvetiae. Die Steinkohlen. Zürich 1876.

C. v. Ettingshausen. Die Steinkohlenformation von Stradonitz. Wien 1852. — von Radnitz. Wien 1854.

O. Feistmantel. Die Versteinerungen der böhm. Kohlengebirgsablagerungen. Kassel 1874—76.

A. Brongniart. Histoire des végétaux fossiles. 1828—44.

Lindley and Hutton. Fossil Flora of Great Britain. London 1831—37.

L. Lesquereux. Coal-Flora of the carboniferous Formation in Pennsylvania and the United States. Harrisburg 1879—80.

R. Zeidler. Végétaux fossiles du terrain houiller de la France. Paris 1880.

F. C. Grand'Eury. Flore carbonifère du Dép. de la Loire et du centre de la France 2 part. et atlas. Paris 1877.

Unter der Bezeichnung der karbonischen oder Steinkohlenformation versteht man eine aus Kalksteinen, Grauwacken, Sandsteinen, Konglomeraten, Thonschiefern, Schieferthonen und Steinkohlen bestehende Schichtenreihe, welche in manchen Gebieten ihre Ausbildung über 4000 m Mächtigkeit erreicht und da, wo sie in Gemeinschaft mit devonischen und permischen Gebilden auftritt, das Hangende der ersteren und das Liegende der zweiten bildet. Ihre Ablagerung fällt in eine Zeit, in welcher auf den Kontinenten Farne, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zu einer nie wieder erreichten üppigen Entwickelung gelangten, in welcher ferner die ersten Amphibien und zugleich die ersten landbewohnenden Tiere auf dem irdischen Schauplatz erscheinen, während sich die Fauna der gleichzeitigen Meere durch ihren Reichtum an Fusulinen, Crinoideen, Producten und rugosen Korallen charakterisiert. Die karbonische Formation ist demnach der Repräsentant des Zeitalters der Gefäßkryptogamen, sowie der ersten Amphibien und luftatmenden Tiere. Das Vorkommen zahlreicher mächtiger und ausgedehnter Ablagerungen von Steinkohlen innerhalb der hierher gehörigen Schichtenreihe rechtfertigt die Benennung Steinkohlenformation, wenn auch andere Formationen (Lettenkohlengruppe, Wealden, Rotliegendes) gleichfalls Steinkohlenflötze führen.

Der petrographische Charakter der karbonischen Formation. In gewissen Bildungsräumen der karbonischen Formation wird deren Schichtenfolge durch mächtige, nur undeutlich geschichtete Ablagerungen fast vollkommen versteinerungsleerer Konglomerate eröffnet, welche nach oben durch Verfeinerung der sie zusammensetzenden Gesteinsfragmente in Sandstein übergehen. Diese besitzen bald gröberes, bald feineres Korn, gewöhnlich eine weiße, graue oder gelbliche Färbung und meist ein kieseliges und thoniges Bindemittel, und machen das vorwaltende Material der karbonischen Formation und zwar namentlich deren oberer Hälfte (der produktiven Steinkohlenformation) aus. Grauwacken, Grauwackenschiefer, Thonschiefer und Kieselschiefer bilden gemeinschaftlich, z. B. in Devonshire, im Oberharz, Vogtland und Fichtelgebirge, in Nassau und Westfalen die unteren Horizonte der karbonischen Schichtenreihe (den Kulm). Schieferthone treten vorzugsweise in Wechsellagerung mit den Sandsteinen und Steinkohlenflötzen der produktiven Kohlenformation auf und sind zum Teil angefüllt von den wohlerhaltenen Resten der karbonischen Flora, während die massenhafte Anhäufung der letzteren das Material der Steinkohlenflötze lieferte. Durch den Verkohlungsprozess ging die ursprüngliche Form der Kohlenpflanzen innerhalb der Steinkohlenflötze meistenteils verloren, erhielt sich dagegen in den darüber und darunter liegenden Schieferthonen in staunenswerter Deutlichkeit. Die Kohlenflötze der karbonischen Formation bestehen entweder aus Steinkohle in allen ihren durch Bitumengehalt, Struktur und Glanz bedingten Varietäten, oder aus Anthracit, also dem nächsthöheren Stadium der Verkohlung von Pflanzenmasse. Ein und dasselbe Flötz kann an der einen Stelle aus Steinkohle, an der anderen aus Anthracit bestehen, je nachdem die Lagerungsverhältnisse den Zersetzungsprozess beschleunigten oder nicht. Infolge davon existiert auch zwischen beiden Verkohlungsprodukten, wie nicht anders zu erwarten, eine ununterbrochene Reihe von vermittelnden Zwischengliedern.*) In enger Verbindung mit den Steinkohlenflötzen stehen nicht selten Ablagerungen von thonigem Sphärosiderit. Dieser findet sich entweder in isolirten, aber zum Teil dicht vor- und nebeneinander liegenden linsenförmigen Nieren oder in zusammenhängenden Bänken zwischen den mit Kohlenflötzen vergesellschafteten Schieferthonen, wie dies vorzugsweise in der karbonischen Formation von Saarbrücken, Südwales, Staffordshire, Pennsylvanien der Fall ist. Eine noch engere Verbindung der Kohlen- und Eisensteinablagerungen wird durch den Kohleneisenstein, ein Gemenge von beiden, wie es z. B. im Ruhrgebiete auf 13 Flötzen vorkommt, hergestellt. Treten Kalksteine innerhalb des karbonischen Sandstein-, Schiefer-

*) C. W. v. Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. — Math.-phys. Kl. München 1883. V. Bd. I.

thon- und Steinkohlenkomplexes nur in untergeordneten Bänken auf, so gewinnt dieses Gestein eine außerordentliche Bedeutung dadurch, dass es in manchen Gegenden eine selbständige untere Abteilung des Karbons (den Kohlenkalk) bildet, ja die ganze karbonische Formation fast ausschließlich aufbauen kann. An dem Aufbau der unteren Niveaus der letzteren beteiligen sich außerdem noch Gyps, Dolomit, Anhydrit und Steinsalz.

Verbandverhältnisse der karbonischen Formation. Überall da, wo die paläozoische Formationsgruppe in vollständiger Entwickelung auftritt, erscheint das karbonische System zwischem dem Devon und dem Perm eingeschaltet, indem die erstere Formation überlagert, von letzterer aber überlagert wird. So folgen in Devonshire karbonische Gebilde vollkommen gleichförmig auf devonische Schichtenkomplexe; die untere Abteilung der karbonischen Formation lagert in Schottland konkordant auf dem Old red sandstone, in Westfalen und im Oberharz auf dem oberdevonischen Kramenzelkalk, in Pennsylvanien und vielen anderen Gegenden Nordamerikas auf dem Catskill- und Chemung-Sandstein. Auf der anderen Seite liegt das Perm von Kansas und überhaupt der östlichen Abfälle der Rocky Mountains so vollkommen gleichförmig auf der karbonischen Formation und ist mit ihr durch Zwischenbildungen so eng verknüpft, dass scharfe Grenzen zwischen beiden nicht zu ziehen sind. In ähnlicher Weise schließt sich das Rotliegende, also die untere Dyas mancher Punkte Deutschlands (z. B. im Saargebiete), in konkordanter Lagerung an die Steinkohlenformation an. Dasselbe ist in England der Fall; häufig jedoch auch werden karbonische Schichten von permischen diskordant überlagert oder überlagern das devonische System ungleichförmig, was auf Schichtenstörungen, die in den Beginn und in das Ende der Steinkohlenperiode fallen, hindeutet. Die karbonische Formation reiht sich demnach als drittes der paläozoischen Systeme in die sedimentäre Schichtenreihe ein.

Der paläontologische Charakter der karbonischen Formation. Zu welch reicher Entwickelung sich auch die spärliche Pflanzenwelt des devonischen Zeitalters während der karbonischen Periode emporschwingt, im Vergleiche mit der Mannigfaltigkeit der Floren der Jetztwelt ist sie außerordentlich formenarm, denn nicht nur fehlen die angiospermen Dikotyledonen noch vollständig, auch die Cycadeen und Coniferen sind nur sparsam vertreten, die Pflanzenwelt somit fast ausschließlich auf Kryptogamen beschränkt, — den Gattungen Calamites, Lepidodendron und Sigillaria und der Familie der Farne gehören ihre Hauptrepräsentanten an. Bei solcher Formenarmut offenbart sich die Üppigkeit der karbonischen Landflora in dem massenhaften Auftreten der Individuen und in den riesenhaften Dimensionen, welche sie erlangten. Durch Anhäufung der absterbenden und zu Boden sinkenden Pflanzen wurde das Material geliefert, aus welchem sich durch allmähliche Vermoderung die Steinkohlenflötze herausbildeten, deren

bedeutende Zahl, Mächtigkeit und Ausdehnung die Veranlassung zur Benennung der hier betrachteten Formation gab.

Die Flora der Steinkohlenperiode trägt das Gepräge einer tropischen Sumpf- und Morast-Vegetation und war demnach auf die flachen Niederungen der karbonischen Formation beschränkt, welche sie dschungelartig überwucherte (Fig. 232). Unter ihren Vertretern spielen die Calamarien eine



Fig. 232. Ideales Bild eines karbonischen Pflanzendickichts.

Hauptrolle, von denen Stämme, Wurzelstücke, Zweige, Blätter und Fruktifikationen erhalten sind, deren Zusammengehörigkeit freilich nur in den seltensten Fällen nachweisbar ist. Man pflegt deshalb die hierher gehörigen Stämme unter dem provisorischen Gattungsnamen Calamites, die beblätterten Zweige unter der Bezeichnung Asterophyllites (Calamocladus) zu vereinen. Außerdem gehört zu den Calamarien die Gattung Annularia. Die Schafte von Calamites besitzen einen zentralen und zahlreiche peripherische Luftgänge, sind längsgefurcht und quergegliedert, lassen häufig die Narben der Zweige erkennen und enden nach unten kegelförmig; sie erreichen 12 und mehr Meter Länge und 1 m Dicke, sind aber in den meisten Fällen brettartig zusammengedrückt und haben im Verein mit ihren Zweigen fast ausschließlich das Material vieler Steinkohlenflötze geliefert. Die wichtigsten Arten von Calamites sind Cal. cruciatus Brongn. mit gekreuzten Astnarben, Cal. Suckowi Brongn. mit breiteren Gliedern und flachen Längsrippen, Cal. cannaeformis Schloth. mit langen Gliedern und konvexen, an den Enden zugespitzten Längsrippen, Cal. va-

rians Sternb. mit periodisch sich vergrößernden Gliedern,— alle vier außerordentlich häufig und in Europa sowohl, wie in Nordamerika weit verbreitet. Sehr charakteristisch für die untere Abteilung der karbonischen

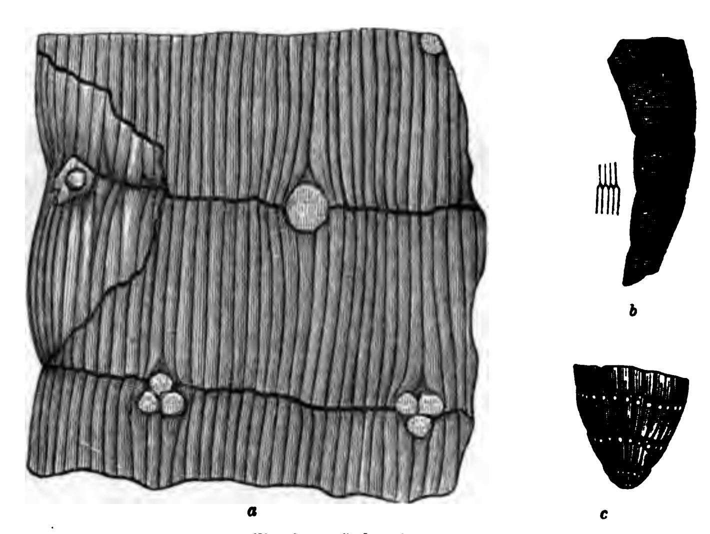


Fig. 233. Calamites.
a Calamites cruciatus Brongn. — b Cal. Cisti Brongn., Basalstück. — c Unteres Ende eines Schaftes von Cal. Suckowi Brongn.

Formation ist Cal. transitionis Göpp. (= Archaeocalamites radiatus), bei welchem die Längsfurchen jedes Gliedes genau auf die des folgenden passen.

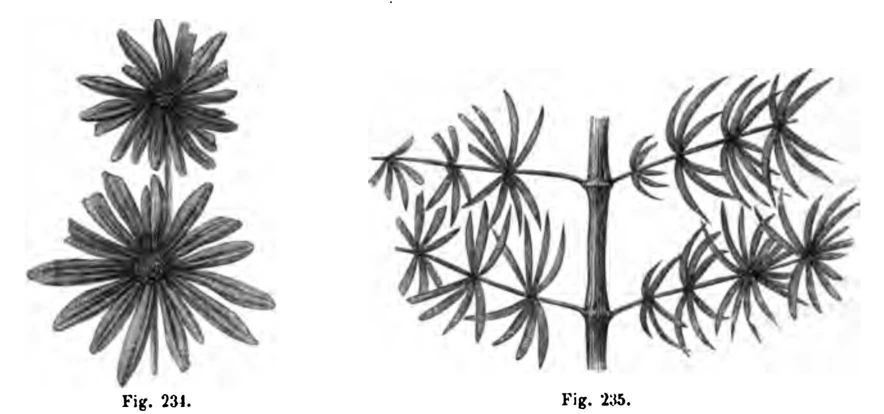


Fig. 234. Annularia fertilis Sternberg. — Fig. 235. Asterophyllites foliosus L. u. H. —

Die Calamarien-Zweige und deren wirtelständige Blätter (Fig. 234 u. 235) werden nach der Form dieser letzteren Asterophyllites, mit schmalen, einnervigen, getrennten Blättern, und Annularia, mit am Grunde

ringförmig verwachsenen Blättern, benannt. Die Fruchtähren der karbonischen Calamites sind als Calamostachys, Palaeostachya, Huttonia, Macrostachya, Cingularia, Stachannularia beschrieben. Eine sehr große Verbreitung und Häufigkeit besitzt das Geschlecht Sphenophyllum (Fig. 236), mit Quirlen von meist keilförmigen, gabelnde Nerven enthaltenden Blättern, welches fast allgemein zu den Lycopodiaceen gerechnet wird. Die Farne der Steinkohlenperiode waren zum großen Teile baumartige Gewächse mit 2—3 m langen Wedeln, leider ist auch bei ihnen die Zusammengehörigkeit der in fossilem Zustande stets getrennt vorkommenden, wenn auch (freilich mit anderen Arten gemengt) beisammenliegenden Strünke, Blattstiele und Blätter nur ausnahmsweise zu erkennen. Obwohl die Farne im allgemeinen nur einen geringen Anteil zu dem Materiale der Steinkohle geliefert haben, so bestehen doch einzelne Flötze, so bei Zwickau, fast ausschließlich aus Farnstrünken (Caulopteris und Megaphytum), auf denen man oft noch die Wedelnarben und auf diesen die Gefäßbündel erkennt, während der Schieferthon, welcher die Flötze zu begleiten pflegt, zum Teil von den Resten von Farnwedeln ganz angefüllt ist. Von diesen sind die in der karbonischen Periode verbreitetsten und artenreichsten (siehe Fig. 237—242): Sphenopteris,



Fig. 236. Sphenophyllum Schlotheimi Brongn. Nach *Weiß*.

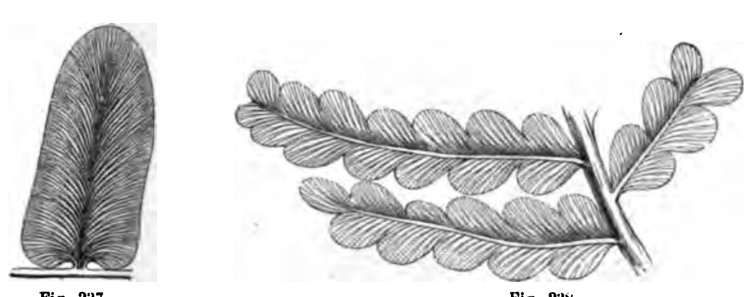


Fig. 237. Fig. 238.
Fig. 237. Fiederchen von Neuropteris flexuosa Sternb. — Fig. 238. Odontopteris Schlotheimi Brongn.

Cyclopteris, Dictyopteris, Neuropteris, Odontopteris, Pecopteris und Alethopteris. Während man sich bei Unterscheidung dieser sterilen Sammelgattungen vorwiegend auf Berücksichtigung der Nervation und Blattform angewiesen fand, war bei Begründung der fertilen Gattungen Hymenophyllum, Asterotheca, Scolecopteris, Cyathocarpus und Dicksonites die Fruktifikation maßgebend.

Eine noch größere Bedeutung als die Calamiten und Farne besitzen in der karbonischen Pflanzenwelt die Sigillarien und Lepidodendren.

Beides 15 bis 20, ja über 30 m lange, bis 2 m dicke, ursprünglich zylindrische, in versteinertem Zustande gewöhnlich brettartig zusammengedrückte Stämme, waren mit schlanken, linearen Blättern besetzt, welche große Blattnarben hinterlassen haben. Während die Lepidodendren zu den Lycopodiaceen gerechnet werden, ist die systematische Stellung der jenen allerdings sehr ähnlichen Sigillarien noch ziemlich unsicher, da über die Fruchtorgane nichts bestimmtes bekannt ist. Sie scheinen eine Lücke zwischen den Gymnospermen und Gefäßkryptogamen auszufüllen, indem sie sich in ihrer inneren Struktur den ersteren, in ihrem allgemeinen Habitus den letz-

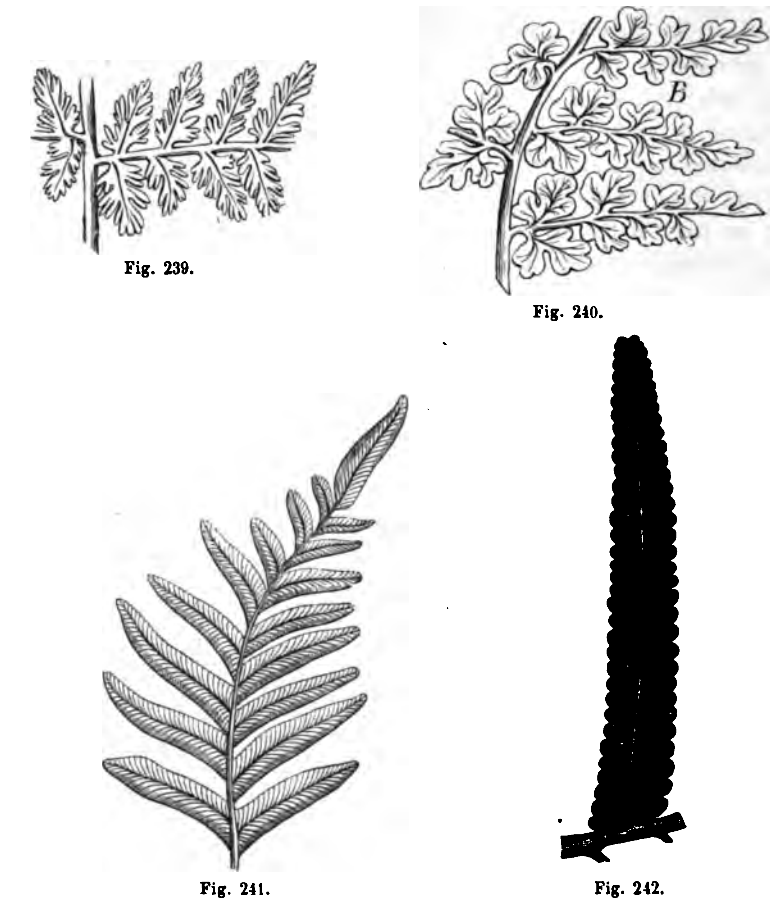


Fig. 239. Fig. 240. Fig. 241. Fig. 242.

Fig. 239. Sphenopteris tridactylites Brongn. — Fig. 240. Sphenopteris obtusiloba Brongn. — Fig. 241. Alethopteris lonchitidis Sternb. — Fig. 242. Pecopteris arborescens Schloth. sp. Nach *Weiß*.

teren nähern. Die Oberfläche von S i g i l l a r i a (Fig. 243—246), deren Stamm z u w e i l e n gabelig geteilt ist, ist entweder durch vertikale Furchen in abgerundete Längsleisten geteilt, auf welchen sich die spiralig angeordneten

Blattpolster mit den Blattnarben befinden (Rhytidolepis), oder die Polster sind durch schiefe, gitterförmige Querfurchen getrennt (Cancellata), oder endlich ist auch die Rinde zuweilen glatt (Leiodermaria). Die sich viel-

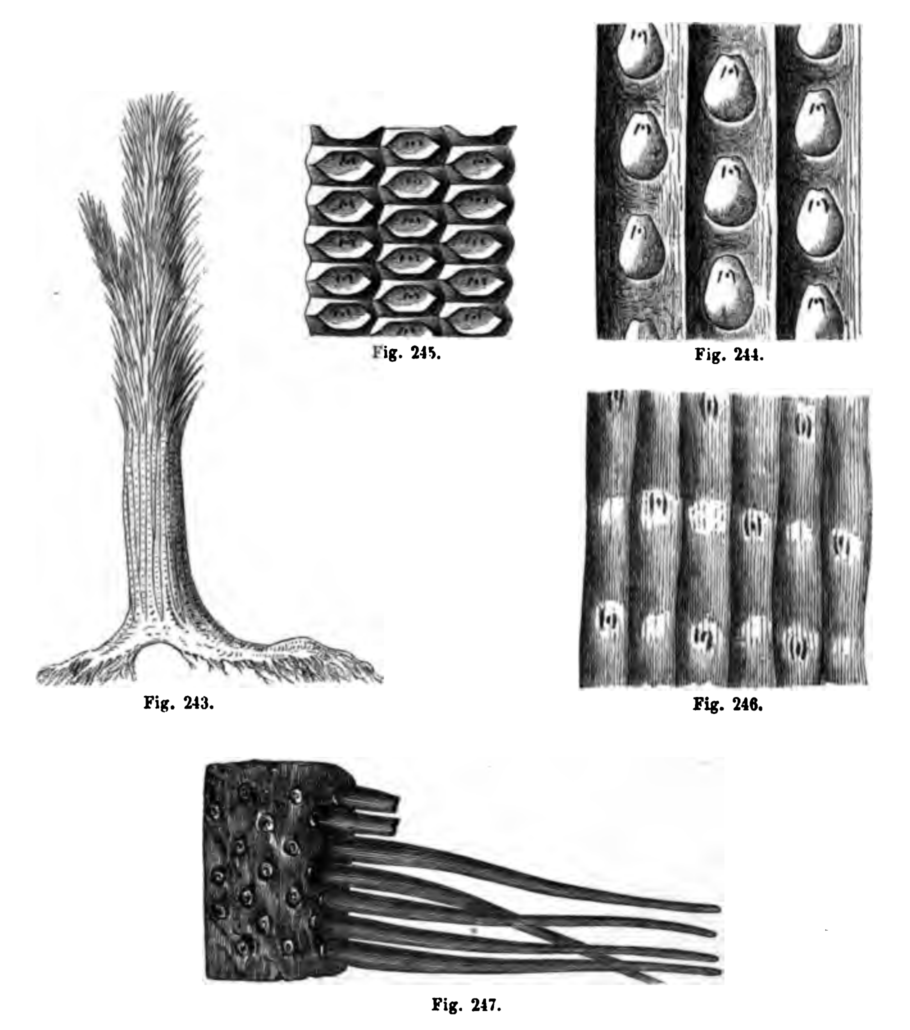


Fig. 243. Fig. 244. Fig. 245. Fig. 246. Fig. 247.

Fig. 243. Sigillaria Browni Daws. (restauriert). — Fig. 244. Sigillaria hexagona Brongn., Stammstück. — Fig. 245. Sigillaria elliptica Brongn., Stammstück. — Fig. 246. Steinkern einer Sigillarie nach abgefallener Kohlenrinde. — Fig. 244 bis 246 nach *E. Weiß*. — Fig. 247. Stigmaria ficoides Brongn.

fach gabelnden, sich allseitig vom Stamme horizontal ausbreitenden, bis 20 m langen, zylindrischen Wurzeln sind mit kreisrunden Narben versehen (Fig. 247), an welchen lineare, blattähnliche Fibrillen ansitzen, die ein dichtes verworrenes Gewebe bilden. Diese Wurzeläste von Sigillaria sind Stigmaria benannt worden. Die gabelig sich verzweigenden Stämme von

Lepidodendron (Fig. 248 bis 251) sind auf ihrer Oberfläche mit meist rhombischen Blattpolstern und Blattnarben dicht bedeckt, welche sich spi-

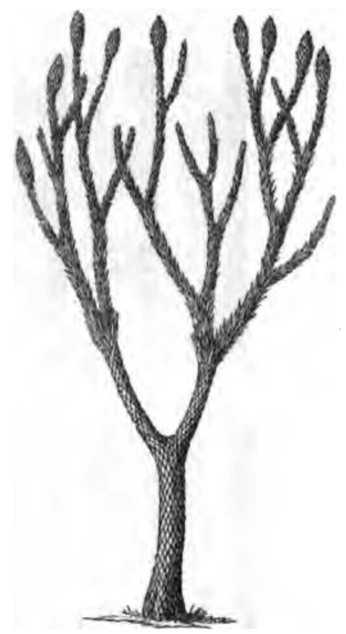


Fig. 248. Lepidodendron; restauriert.

Fig. 249. Lepidodendron Veltheimianum Sternberg, aus dem Kulm. Stammstück. Nach *E. Weiß*.

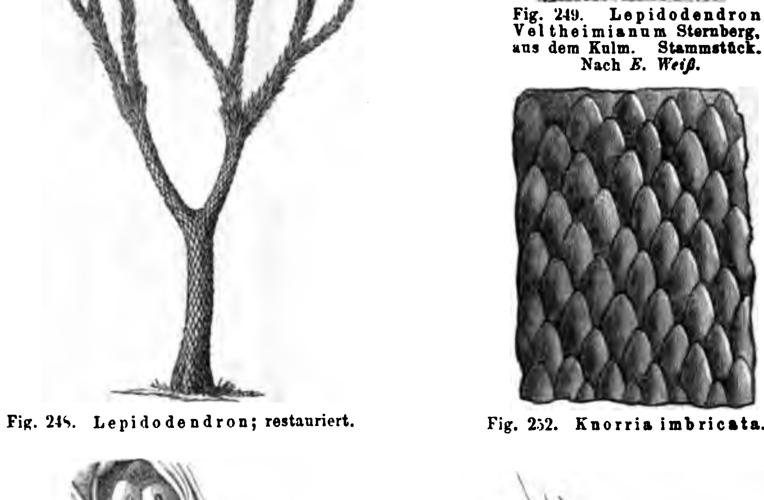


Fig. 252. Knorria imbricata.

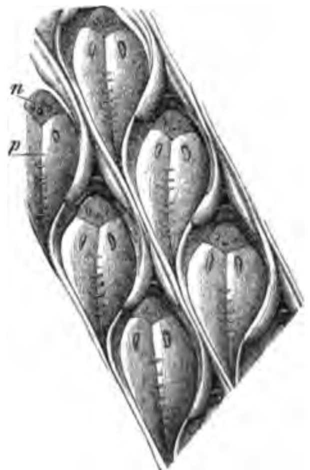


Fig. 250. Lepidodendron dichotomum Sternb. *p* Polster; *n* Blattnarbe. Nach *E. Weiß*.



Fig. 251. Lepidodendron elegans Brongn. Beblätterter Zweig. Nach *E. Weiß*.

ralig um den Stamm ziehen und mit langen lanzettlichen Blättern besetzt waren. Die gabeligen Zweige trugen an ihrem Ende große zylindrische

Fruchtzapfen (Lepidostrobus). Mit Lepidodendron nahe verwandt ist die subkarbonische Knorria (Fig. 252), deren Stamm von kurzen, schuppig übereinander liegenden Blattbasen bedeckt ist. — Die karbonischen Cycadeen und Coniferen stehen an Häufigkeit der Individuen und noch mehr der Formen weit hinter den damaligen Farnen, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zurück; erstere finden in Cordaites, die Coniferen in den als Araucarioxylon bezeichneten Hölzern ihre Vertretung. Eine gewisse Modifikation der Steinkohle, die Faserkohle, scheint zum großen Teile aus solchem Araucarienholze hervorgegangen zu sein.

Während die angeführten Pflanzen ausschließlich den Sumpf-, Land-, und Binnenseebildungen der Steinkohlenformation angehören, sind die zahlreichen Reste der karbonischen Fauna bis auf einige Amphibien, Süßwasserfische, Arthropoden und Zweischaler auf die Gesteine marinen Ursprunges beschränkt. Von den niedrigsten Tieren, den Protozoën, kennt man namentlich eine bis weizenkorngroße Foraminifere, Fusulina cylindrica Fisch. (Fig. 253), welche in dem Kohlenkalke von Russland, Ohio,

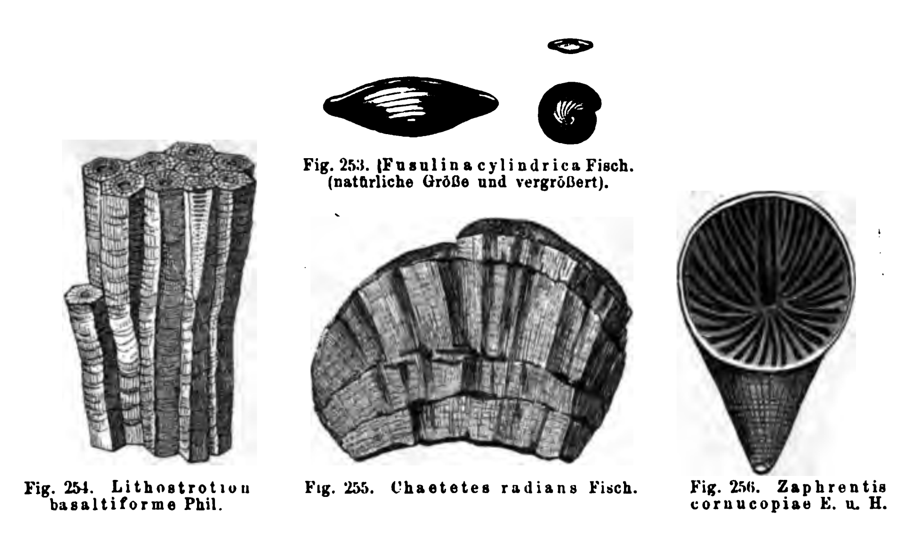


Fig. 253. Fusulina cylindrica Fisch. (natürliche Größe und vergrößert).

Fig. 254. Lithostrotion basaltiforme Phil.

Fig. 255. Chaetetes radians Fisch.

Fig. 256. Zaphrentis cornucopiae E. u. H.

Illinois, Kansas, Japan in ungeheurer Anzahl der Individuen auftritt. Den karbonischen Korallen ist durchweg noch ein paläozoischer Habitus eigen, sie gehören also ausschließlich den Zoantharia rugosa und tabulata an. Von ersteren sind die Gattungen Lithostrotion Amplexus, Lonsdaleia, Cyathaxonia, Zaphrentis als ausschließlich oder wesentlich karbonisch zu nennen. Unter ihnen zeichnen sich namentlich Lithostrotion basaltiforme Phil., (Fig. 254), Amplexus coralloides Sow. und Zaphrentis cornucopiae E. u. H. (Fig. 256) durch ihre Häufigkeit und große Verbreitung in Deutschland, England, Belgien, Russland und den

westlichen Staaten von Nordamerika aus. Von Tabulaten sind Calamopora, Michelinia und Chaetetes (Fig. 255) vorzugsweise wichtig, ohne allein auf die karbonische Formation beschränkt zu sein, wenn sich auch die Mehrzahl der Arten von Chaetetes und Michelinia in dieser Gruppe fin-

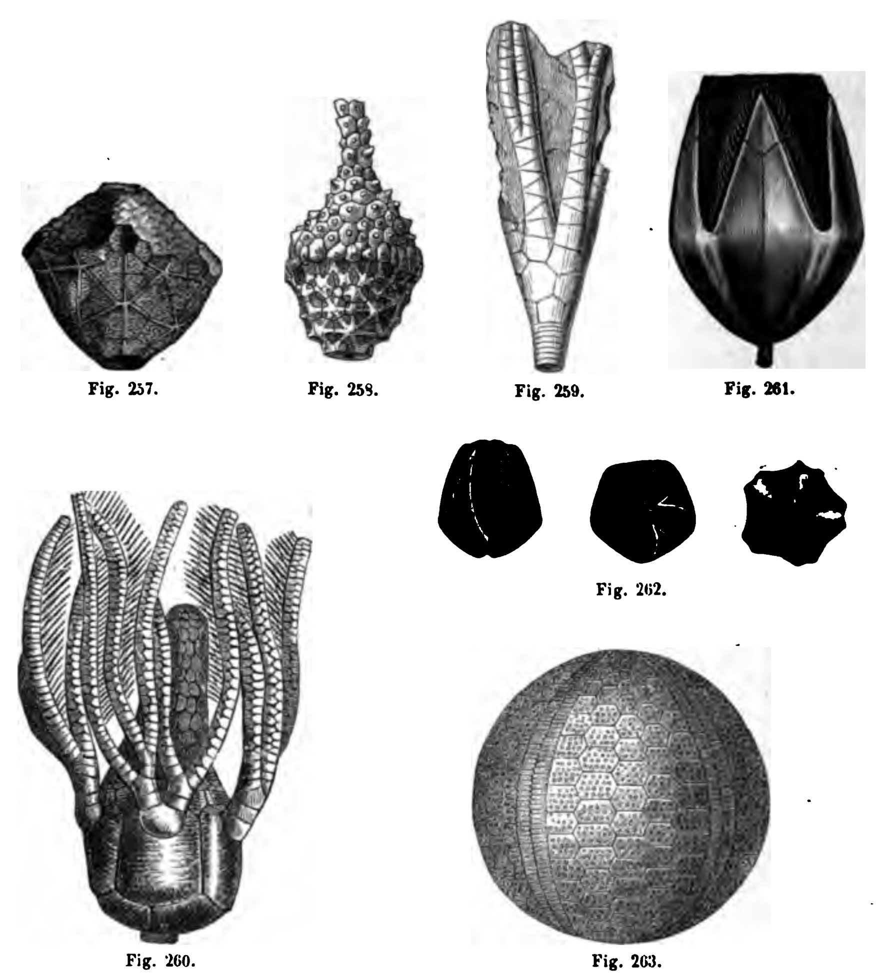


Fig. 257. Cyathocrinus caryocrinoides M'Coy. — Fig. 258. Actinocrinus Hall. — Fig. 259. Poteriocrinus Missouriensis Shum. — Fig. 260. Platycrinus trigintadactylus Aust. — Fig. 261. Pentatrematites sulcatus Röm. — Fig. 262. Pentatrematites florealis Say; *a* von der Seite, *b* von oben, *c* von unten. — Fig. 263. Palaechinus elegans M'Coy.

den. Die Crinoideen, und zwar sowohl die echten armtragenden wie die Blastoideen, erreichen im Kohlenkalke das Maximum ihrer Entwickelung; die vertikale Verbreitung der letzteren fällt sogar fast ausschließlich in die karbonische Formation, weshalb sie zu den bezeichnendsten organischen Resten der letzteren zu rechnen sind. Die größte Bedeutung be-

sitzen, und zwar vorzugsweise für den nordamerikanischen Kohlenkalk, in welchem sie ganze Bänke bilden oder dicht erfüllen, die Gattungen Cyathocrinus (Fig. 257), Actinocrinus (Fig. 258), Rhodocrinus, Poteriocrinus (Fig. 259), Amphoracrinus und Platycrinus (Fig. 260), namentlich aber das Blastoideen-Genus Pentremites oder Pentatrematites (Fig. 261 und 262). Die Cystideen haben sich bereits überlebt und sind ausgestorben. Die übrigen Abteilungen der Echinodermen sind nur sparsam und zwar durch Seeigel von ausschließlich paläozoischem Habitus (Perischoëchiniden) vertreten. Ihre Schale zerfällt in 30—75 Reihen von zum Teil sechsseitigen Täfelchen, während bei allen späteren und auch den jetzigen Echiniden die Zahl der Asselreihen 20 nie übersteigt. Zu diesen paläozoischen Echiniden gehören Archaeocidaris mit langen Stacheln,



Fig. 264. Productus semireticulatus Flem. — Fig. 265. Spirifer glaber Sow. Fig. 266. Spirifer striatus Sow. — Fig. 267. Conocardium aliforme Sow.

welche auf großen Warzen aufsitzen, sowie Melonites und Palaechinus (Fig. 263), deren Oberfläche mit kleinen körnigen Wärzchen bedeckt ist, sämtlich aus dem Kohlenkalke von Russland, England, Belgien und Nordamerika in besonderer Schönheit bekannt.

Unter den Mollusken der karbonischen Gruppe macht sich ein etwas entschiedeneres Zurücktreten der Brachiopoden und Cephalopoden gegenüber den Gasteropoden und Zweischalern bemerkbar. Trotzdem liefern beide erstgenannte Abteilungen noch zahlreiche für den Kohlenkalk bezeichnende Formen, unter denen von Brachiopodon namentlich Productus, sowie Orthis, Chonetes, Spirifer und Spirigera, von Cephalopoden Orthoceras, Nautilus, Cyrtoceras und Goniatites größere Wichtigkeit besitzen. Productus semireticulatus Flem. (Fig. 264), Prod. giganteus Sow., Prod. scabriculus Sow., Spirifer glaber Sow. (Fig. 265) und der bis 12 cm breite Spirifer striatus Sow. (Fig. 266) gehören zu den charakteristischen Leitfossilien der karbonischen Formation und erhalten durch ihre weite horizontale Verbreitung, — sie sind aus Europa, Asien, Amerika und Australien bekannt — doppelte Bedeutung.

Zweischaler sind in der Kohlenformation in bereits großer Zahl und Mannigfaltigkeit enthalten und gehören den Gattungen Pecten, Aviculo-

pecten, Arca, Nucula, Edmondia, Conocardium (Fig. 267), Posidonomya (Posidonia) an, von denen besonders die letztgenannte eine in den Thonschiefern des Kulms außerordentlich häufige und für sie bezeichnende Spezies Pos. Becheri Bronn (Fig. 268) liefert, deren konzentrisch gerippte, papierdünne Schalen manche Schichtungsflächen ganz bedecken. In den Schieferthonen und Kohlenflötzen der produktiven Steinkohlengruppe sind Schalen von Süßwassermuscheln, Anthracosia nicht selten. Die karbonischen Gasteropoden-Geschlechter sind die nämlichen wie die des Devons; die wichtigsten sind Pleurotomaria, Loxonema, Naticopsis, namentlich aber Euomphalus und Bellerophon (Fig. 269), dessen ungekammerte, Argonauta-ähnliche Schale eine sehr gewöhnliche Erscheinung in manchen Kohlenkalken ist.


Fig. 268.


Fig. 269.

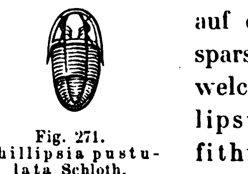

Fig. 270.

Fig. 268. Posidonomya Becheri Br. — Fig. 269. Bellerophon costatus Sow. — Fig. 270. Goniatites sphaericus Haan.

Von Cephalopoden sind Orthoceras-Arten von zum Teil riesigen Dimensionen im Kohlenkalk nicht selten, und Nautilus, sowie Goniatites durch bezeichnende Arten, erstere meist durch solche mit Längsreifen, Knoten und Rippen vertreten. Das dem Kohlenkalk und Kulm gemeinsame Vorkommen von Goniatites sphaericus Haan (crenistria Phil.) (Fig. 270) ist einer der Beweise für die Äquivalenz beider.



Fig. 272. Eoscorpius glaber Peach. Schottland.


Fig. 271. Phillipsia pustulata Schloth.

Die Trilobiten sind bis auf einige wenige, kleine und sparsam vorkommende Arten, welche den Gattungen Phillipsia (Fig. 271) (nebst Griffithides) und Proetus angehören, ausgestorben und werden bereits durch einige Spezies von Limulus, sowie durch echte Phyllopoden ersetzt, wie sie von da ab bis zur Jetztzeit fortleben. In den Resten einer Anzahl von anderen Arthropoden treten zugleich mit einigen Arten von Pupa die ersten Spuren landbewohnender und luftatmender Tiere auf. Sie sind der Natur der Sache nach fast ausnahmslos auf die produktive Steinkohlenformation beschränkt, gehören Arachniden, Skorpionen

(Fig. 272), Tausendfüßen, Schaben, Termiten und Locustiden an und haben sich namentlich bei Wettin, bei Saarbrücken, in Oberschlesien, bei Stradonitz und Radnitz in Böhmen, in England, Schottland, Nova Scotia und Illinois gefunden.*)

Die karbonischen Fische verteilen sich auf die marine und kohlenführende Schichtengruppe der Steinkohlenformation und sind einerseits haiartige Knorpelfische, andererseits Vorläufer der Zechsteinfische, nämlich heterocerkale kleinschuppige Ganoiden. Von ersteren (Psammodus, Cochliodus, Ctenacanthus) haben sich gewöhnlich nur die Mahlzähne und zum Teil fußlange Flossenstacheln, — von letzteren (Palaeoniscus, Amblypterus) auch vollständige Abdrücke erhalten; Knochenfische hingegen sind noch gar nicht vertreten.

In der karbonischen Periode wird die Tierwelt durch das erste Auftreten der geschwänzten Amphibien um einen neuen, wichtigen Typus bereichert.**) Diese Repräsentanten der ältesten luftatmenden Wirbeltiere,



Fig. 273. Branchiosaurus salamandroides A. Fritsch.

die Stegocephalen (Labyrinthodonten), unterscheiden sich von den lebenden Urodelen 1) durch die Beteiligung gut ossifizierter Supraoccipitalia, Postorbitalia, Supratemporalia und Epiotica an dem Aufbau der Schädel-

*) Systemat. Zusammenstellung und Litteratur siehe Scudder, in Zittel. Paläozoologie I. Abt., II. B. S. 721, 732 u. 747.

**) J. W. Dawson. The Air-Breathers of the Coal-Period in Nova Scotia Montreal and London 1863. Auch in: Acadian Geology. London 1868. p. 353. — Derselbe: Erect trees containing animal remains etc. Phil. Trans. R. Soc. London. 1882. p. 621. — E. D. Cope. Report of the Geol. Survey of Ohio Vol. II. P. II. (Palaeontology). — Th. H. Huxley. Fossil Vertebr. from the Jarrow Coll. Ireland. Trans. R. Ir. Soc. Dublin. XXIV. P. VIII. 1867. — A. Fritsch. Fauna der Gaskohle etc. Böhmens. Prag. Heft I—VI. 1879—1885.

decke; 2) durch den Besitz von Augenringen; 3) durch das Auftreten eines Foramen parietale; 4) durch die Gestalt und Ausdehnung der Knochen der Schädelbasis, welche derjenigen der lebenden Frösche gleicht; 5) durch das Vorhandensein einer oder mehrerer Kehlbrustplatten, sowie 6) eines Bauchpanzers; 7) z. T. durch radiäre oder labyrinthisch gefaltete Struktur der Zahnsubstanz. Die Mehrzahl der bis jetzt bekannten karbonischen Stegocephalen stammt aus der Steinkohlenformation Böhmens und gehört namentlich den Geschlechtern Branchiosaurus (Fig. 273), Sparodus, Dolichosoma, Ophiderpeton, Urocordylus, Limnerpeton an. In Neu-Schottland (Nordamerika) wurden die ersten Stegocephalen im Inneren ursprünglich hohler, später durch Sand und Schlamm ausgefüllter aufrecht stehender Sigillarien-Strünke gemeinsam mit Pupa und einem Tausendfuße aufgefunden. Von dort beschrieb Dawson l. c. die Reste von Hylonomus, Dendrerpeton, Hylerpeton und Baphetes. Auch in Ohio, Illinois und England sind Skeletteile karbonischer Stegocephalen entdeckt und als Anthracosaurus, Pholidogaster, Keraterpeton, Urocordylus u. s. w. beschrieben worden. Aus dem deutschen Karbon sind bis jetzt nur die Reste eines einzigen Stegocephalen bekannt geworden: Anthracosaurus raniceps Goldenbg. aus dem Saargebiete. Von solchen Schuppenlurchen scheinen die Fußeindrücke herzurühren, welche sich auf den Schichtungsflächen der Steinkohlensandsteine von Pennsylvanien und Nova Scotia in nicht unbeträchtlicher Anzahl vorfinden. Da dieselben durch netzartig gruppierte Sprünge gekreuzt werden, wie sie durch Austrocknung frischer schlammiger Oberflächen entstehen, so müssen ihre Urheber luftatmende und sich auf dem sumpfigen Lande bewegende Tiere gewesen sein.

Zweiteilung und verschiedene Fazies der karbonischen Formation. Die Steinkohlenperiode wurde durch fortgesetzte, säkulare Hebungen eingeleitet, infolge deren die Kontinente auf Kosten der Ausdehnung der Ozeane an Areal zunahmen. Auf dem dem Meere abgewonnenen flachen Terrain sammelten sich die atmosphärischen Wasser, deren Ablauf durch zusammenhängende Flusssysteme noch wenig geregelt war, in zahllosen seichten Tümpeln an und verwandelten dasselbe in sumpfige Niederungen, auf welchen eine üppige Flora emporwucherte, weit ausgedehnte Dschungeln bildete und das Material der späteren Steinkohlenflötze lieferte. Während derselben Zeit nahm jedoch auch der Gesteinsbildungsprozess auf dem Grunde des Meeres seinen Fortgang. Die ozeanischen Sedimente umschlossen die Körper der absterbenden Meeresbewohner, so dass sich gleichzeitig das Material einer mächtigen, versteinerungsführenden marinen Schichtenreihe anhäufte. Infolge stets fortdauernder Niveauveränderungen tauchte allmählich auch ein Teil dieses mit marinen Sedimenten (Kohlenkalk und Kulm) bedeckten Meeresbodens aus dem Ozeane empor und vergrößerte die Kon-

tinente, so dass sich deren Flora auf dem neu gewonnenen Festlande ausbreiten konnte, um dort ebenfalls Material zur Bildung von Steinkohle aufzuspeichern. Daraus geht hervor, dass die Schichtenreihe der Steinkohlenformation stellenweise eine reine Sumpf-, Süßwasser- und Land- (terrestrische) Bildung, an anderen Punkten, welche während der karbonischen Periode gar nicht über den Meeresspiegel gehoben wurden, ein ausschließlich marines Produkt ist, dass ferner das karbonische System in noch anderen Terrains aus zwei übereinander gelagerten Komplexen verschiedenen Ursprunges besteht, deren unterer einen marinen, deren oberer einen terrestrischen Charakter trägt. Letztere Zusammensetzung der karbonischen Schichtenreihe fasst man als die typische auf und gliedert diese danach in zwei Abteilungen, eine untere und eine obere: die subkarbonische Formation und die produktive Steinkohlenformation. In der Verschiedenartigkeit sowohl ihres petrographischen wie paläontologischen Charakters finden die Verhältnisse, unter denen diese Schichtengruppen zur Ablagerung gelangten, ihren unverkennbaren Ausdruck.

I. Die subkarbonische Formation ist nicht an allen Punkten ihres Auftretens gleichartig ausgebildet, sondern vielmehr in dreifacher Fazies und zwar typisch als **Kohlenkalk** entwickelt. Die Kohlenkalk-Schichtenreihe besteht, worauf der Name hindeutet, fast ausschließlich aus reinem oder dolomitischem Kalksteine und ist zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten einer echten Meeresfauna, also Cephalopoden, Brachiopoden, Korallen und Crinoideen, welche namentlich durch die Genera: Goniatites, Productus, Rhynchonella, Chonetes, Spirifer, Lithostrotion, Cyathaxonia, Zaphrentis, Cyathocrinus, Actinocrinus, Pentremites vertreten werden, zu denen sich als sehr charakteristische Leitfossilien die Fusulinen gesellen. Alles weist auf einen pelagischen Ursprung des Kohlenkalkes hin. Seine Hauptvertretung findet er in Belgien, Irland, Wales, Russland und Nordamerika. Im südlichen England beginnt die subkarbonische Formation mit einer Wechsellagerung von Schieferthonen, Sandsteinen und Kalksteinen, welche 260 m Mächtigkeit erreicht und auf welche dann erst der bis 700 m mächtige echte Kohlenkalk folgt. Ähnliches findet im mittleren Russland statt.

An Stelle des eigentlichen Kohlenkalkes tritt in manchen karbonischen Territorien, so in Westfalen, Nassau, im Harz, Fichtelgebirge, Vogtlande, südöstlichen Thüringen, in Schlesien, Mähren, Devonshire und Irland ein ihm anscheinend ganz unähnliches Schichtensystem, der **Kulm**. Diese Formation besteht aus einer mehrfachen Wechsellagerung von Thonschiefer, Kieselschiefer, kieseligen Plattenkalken, Sandsteinen, Grauwacken und Konglomeraten und führt entweder gar keine oder nur lokal und zurücktretend marine Reste. Namentlich fehlen die Korallen und Crinoideen meist fast vollständig, ebenso die Brachiopoden bis auf einige Productus-Arten,

nämlich Prod. antiquus, semireticulatus und latissimus. Außerdem führen die Kulm-Thonschiefer mit dem Kohlenkalke Posidonomya Becheri, Goniatites sphaericus, Orthoceras striatulum gemeinsam, wodurch sich beide, abgesehen von ihren Lagerungsverhältnissen als äquivalente Bildungen, als zwei verschiedene Fazies der subkarbonischen Formation legitimieren. Die hierher gehörigen dunkelen Thonschiefer werden nach der ihre Schichtungsflächen in großer Anzahl oft ganz bedeckenden Posidonomya Becheri Posidonomyen-Schiefer (Posidonien-Schiefer) genannt. Abweichend von dem typischen Kohlenkalke, welcher nur ausnahmsweise die Überreste von eingeschwemmten Landpflanzen führt, umschließen die Grauwacken und Sandsteine des Kulms Reste von etwa 50 Landpflanzen und darunter besonders Calamites radiatus (transitionis), ferner Sagenaria Veltheimiana, Knorria imbricata, Stigmaria ficoides, Sphenopteris distans, Cyclopteris tenuifolia, welche sogar zur Bildung von Kohlenflötzen Veranlassung gegeben haben. Der Kulm ist demnach, wie außerdem namentlich die konglomeratartigen Grauwacken und groben Konglomerate beweisen, innerhalb der flachen Uferzonen zur Ablagerung gelangt, also die litorale Fazies des Subkarbons.

Endlich kann die subkarbonische Formation noch in einer dritten und zwar echt terrestren Fazies, nämlich als Kohlen-Kulm, in Form einer mächtigen Schichtenfolge von vorwaltenden groben Konglomeraten nebst Sandsteinen, Schieferthonen und Mergeln erscheinen, welche (so auch bei Hainichen und Ebersdorf in Sachsen) Kohlenflötze, an manchen Punkten Gypse umschließt und mit den echten Kohlenkalken lokal dadurch auf das innigste verknüpft ist, dass sich zwischen diese Konglomerat- und Sandsteinablagerungen des karbonischen Strandes in der Richtung nach dem damaligen offenen Meere zu einzelne versteinerungsreiche Kohlenkalkbänke einschalten, deren Mächtigkeit auf Kosten der Konglomerate und Sandsteine mehr und mehr zunimmt, bis sie die letzteren allmählich ganz verdrängt haben und nun die typische marine Kohlenkalkformation repräsentieren. Derartige Verhältnisse sind z. B. in den schottisch-englischen Bassins, in dem appalachischen Kohlenbecken, sowie in Nova Scotia in Nordamerika in außerordentlicher Deutlichkeit entwickelt, aber auch in der Chemnitz-Hainichener Kulm-Mulde angedeutet.

Über dem Kohlenkalke oder dessen Äquivalentgebilden, dem Kulm und dem Kohlen-Kulm, tritt als vermittelndes Übergangsglied zwischen der oberen und unteren karbonischen Formation eine Schichtengruppe auf, welche vorherrschend aus groben Sandsteinen, Schieferthonen und Konglomeraten besteht und nur ausnahmsweise unbedeutende Kohlenflötze führt. Dieser Gesteinskomplex wird in Deutschland als flötzleerer Sandstein, auch wohl als obere Kulmgrauwacke, in England und Nordamerika als Millstone grit bezeichnet. Am östlichen Rande des appa-

lachischen Kohlenfeldes erreicht derselbe 500 m Mächtigkeit, keilt sich aber in westlicher Richtung aus, um echt marinen Gebilden Platz zu machen. In solchen Bildungsräumen der karbonischen Formation, wo der Abwesenheit des Meeres wegen Kohlenkalk oder Kulm nicht zur Ablagerung gelangen konnten, also in Binnenmulden, ist der flötzleere Sandstein das unterste Glied der dortigen karbonischen Schichtenreihe und hat deren Ablagerungsprozess eingeleitet.

II. Die produktive Kohlenformation bildet die obere Abteilung des karbonischen Schichtensystems und besteht vorwaltend aus Sandsteinen, Schieferthonen und Steinkohlenflötzen. In England, Oberschlesien und Saarbrücken steigt ihre Mächtigkeit bis zu mehr als 3500 m. Die Anzahl der in ihr auftretenden Steinkohlenflötze ist zum Teil sehr bedeutend und beträgt in Niederschlesien gegen 80, in Westfalen bis über 170, bei Saarbrücken 230, bei Mons in Belgien 115 und endlich am Donetz in Süd-Russland 225, von denen freilich viele nur eine sehr geringe Mächtigkeit besitzen und deshalb nicht bauwürdig sind. Die Landpflanzen, mit welchen die Schieferthone angefüllt sind, und welche das Material der Steinkohle geliefert haben, also Sigillaria, Calamites, Lepidodendron, Farne und Coniferen, die Reste luftatmender Tausendfüße, Insekten, Spinnen, Mollusken und Stegocephalen, welche in den nordamerikanischen und europäischen Kohlenformationen gefunden worden sind, beweisen, dass die Bildung der letzteren teilweise in ausgedehnten, von Süßwassertümpeln unterbrochenen Sümpfen vor sich gegangen ist, auf deren Oberfläche eine Flora von nie wieder erreichter Üppigkeit emporschoss.

In dem unteren Niveau dieser produktiven Steinkohlenformation treten in Coalbrook-Dale, bei Glasgow, in Yorkshire und den angrenzenden Teilen des nördlichen Englands, in Kentucky und Nova Scotia, in Lüttich, im Ruhrgebiete und in Oberschlesien Kalkbänke mit Resten von Meeresbewohnern auf, unter denen namentlich die Geschlechter Productus, Spirifer, Pecten, Orthis, Chonetes, Nautilus, Goniatites, Orthoceras vertreten sind. Am Donetz in Südrussland wechsellagern Fusulinenkalke sogar siebenmal mit den steinkohlenführenden Schiefern und Sandsteinen des Oberkarbons. Es geht daraus hervor, dass sich die mit Kohlenpflanzen bedeckten karbonischen Kontinente zeitweilig unter den Wasserspiegel gesenkt und nach kurzem wieder gehoben oder dass Einbrüche des Meeres stattgefunden haben. In anderen Arealen hat, wie gesagt, nicht nur das Subkarbon, sondern auch das obere, sonst gewöhnlich als produktive Steinkohlenformation entwickelte Oberkarbon eine rein marine Ausbildung als Kohlenkalk und zwar namentlich als Fusulinenkalk erfahren, so in Zentralrussland (Möller), in China (Kayser), im westlichen Nordamerika, wo sich überall in der Fauna der Fusulinenkalke sogar bereits eine Annäherung an den Perm-Charakter bemerklich macht.

Wie aus dem weiter unten Mitgeteilten hervorgehen wird, **gliedert sich die Karbonformation in Deutschland und den angrenzenden Ländern nach E. Weiß wie folgt:**

Produktive Steinkohlenformation	Obere Abteilung = Ottweiler Schichten = Calamarien- u. Farnstufe.
	Mittlere Abteilung = Saarbrücker Schichten = Schatzlarer Schichten = Sigillarienstufe.
	Untere Abteilung = Waldenburger Schichten = Ostrauer Schichten = Sagenarienstufe.
Sub-karbon	Kulm und Kohlen-Kalk.

Geographische Verbreitung der karbonischen Formation. Ganz abgesehen davon, dass das Auftreten der karbonischen Formation mit beinahe identischen Floren und Faunen in fast allen Weltteilen und unter allen Breiten hohes wissenschaftliches Interesse erregt, ist die geographische Verbreitung der Steinkohlenformation, welcher jetzt die Hauptmasse des augenblicklich konsumierten Brennmateriales (jährlich etwa 360 Millionen Tonnen) entnommen wird, von höchster technischer und nationalökonomischer Bedeutung.

Von allen Ländern Europas nimmt die karbonische Formation in Groß-Britannien das größte Areal, nämlich eine Fläche von etwa 480 Quadrat-Meilen ein. Die hierher gehörigen Ablagerungen ruhen z. T. konkordant und durch Übergänge verknüpft auf den Schichten des Devons oder auf den archäischen Formationen und bilden, teils durch Dämme dieser Gesteine, teils durch überlagernde jüngere Gebilde, sowie durch Denudation und Meeresarme getrennt, eine Anzahl isolierter Bassins, deren bedeutendste die von Südwales, Derbyshire, Yorkshire, Northumberland, Schottland und Irland sind. Die karbonische Schichtenreihe wird hier normal durch die subkarbonische Gruppe eröffnet, deren Hauptglied, der Kohlenkalk, namentlich im südlichen und mittleren England das Maximum seiner Mächtigkeit (1500 m) erreicht. Nach Norden zu beginnen sich einzelne, allmählich immer zahlreicher werdende Schieferthone und Sandsteine, sowie Kohlenflötze einzuschalten, welche nach und nach den Kohlenkalk fast ganz verdrängen und sich in Northumberland, namentlich aber in Schottland zu einem etwa 2000 m mächtigen, kohlenführenden System von klastischen Gesteinsschichten mit eingelagerten Kalkbänken entwickeln, während im südlichsten Teile von England, in Devonshire, der typische Kohlenkalk durch Kulmschiefer und Plattenkalke mit Posidonomya Becheri vertreten ist. Auf

den Kohlenkalk, Kulm und deren Äquivalentbildungen folgt der Millstone grit in zwischen 10 bis 300 m wechselnder Mächtigkeit und leitet die produktive Kohlenformation ein. In Irland sind die jüngeren Glieder der karbonischen Formation nur in einigen kleinen Partieen zur Ablagerung gelangt, so dass letztere fast nur durch Posidonomyen-Schiefer, Kohlenkalk und Millstone grit vertreten ist — in England und Schottland hingegen werden die unterkarbonischen Gebilde und der Millstone grit von der echten produktiven Steinkohlenformation in einer Mächtigkeit von bis 4000 m bedeckt, welche z. B. in Südwales 76 Kohlenflötze, unter diesen 23 bauwürdige von 32 m Gesamtmächtigkeit führen. In fast allen britischen Steinkohlendistrikten sind isolierte Kohlenkalkbänke mit mariner Fauna zwischen den terrestren Schichten eingeschaltet. In Schottland gliedert sich die Karbonformation wie folgt: zu oberst Coal-measures = produktive Kohlenformation; — darunter Millstone grit; — Carboniferous Limestone Series = Sandsteine, Schieferthone, Kohlenflötze, Bänke von Kohlenkalk; — Calciferous Sandstone Series = weiße Sandsteine, Ölschiefer, Kalkstein von Bourdie-House mit Fischen und Crustaceen, — zu unterst rote und graue Sandsteine und Konglomerate.

Treten wir auf den europäischen Kontinent, so finden wir eine der englischen vollkommen entsprechende Steinkohlenbildung an den Nordrand des belgisch-rheinischen Devonterrains angelagert. In Form eines verhältnismäßig schmalen Streifens dehnt sich dieselbe vom Nordabfalle der Ardennen von Bethune und Valenciennes das Maasthal entlang über Namur, Lüttich und Aachen aus, erleidet dann eine bedeutende Unterbrechung durch das Rheinthal, um weiter östlich an dem nördlichen Rande des westfälischen Devongebirges wieder aus der jüngeren Gesteinsüberlagerung hervorzutauchen und sich bis Stadtberge hinzuziehen. In dem Steinkohlenterrain von Belgien und Aachen ruht die durch den Kohlenkalk gebildete subkarbonische Gruppe in steiler Schichtenstellung gleichförmig auf den jüngsten devonischen Schichten und wird direkt von der produktiven Steinkohlengruppe überlagert. Nach Gosselet, de Koninck und Dupont gliedert man den belgischen Kohlenkalk in 3 Abteilungen: zu oberst Calcaire de Visé mit den Stufen des Productus Cora, des Prod. undatus und des Prod. giganteus; darunter Calcaire de Waulsort et d'Anseremme mit Spir. cuspidatus und Gon. sphaeroidalis; zu unterst Calcaire de Tournay mit den Stufen des Prod. semireticulatus und des Prod. Heberti. Das produktive Kohlengebirge (Étage houiller) bildet in Belgien 2 große Becken, dasjenige von Lüttich (oder der Maas) und das von Mons (oder der Sambre), ebenso in der aachener Gegend die Eschweiler und die Worm-Mulde. In Westfalen hat die karbonische Formation, obwohl sie als östliche Fortsetzung der linksrheinischen zu betrachten ist, eine etwas abweichende Ausbildung erfahren. Der Kohlenkalk tritt hier nur in dem

äußersten, dem Rheine zugewandten Flügel in der Nähe von Ratingen auf, weiter nach Osten zu keilt er sich bei Leimbeck gänzlich aus und wird durch ein über 300 m mächtiges System von Thonschiefern, Kieselschiefern, Plattenkalken und Grauwacken, dem Kulm, ersetzt, welcher u. a. Posid. Becheri und Goniatites sphaericus führt. Die produktive Kohlenformation (das Ruhrrevier) wird durch die Schichtenfolge des flötzleeren Sandsteines eingeleitet, ist 2622 m mächtig und führt 176 Kohlenflötze, darunter 90 bauwürdige mit etwa 81 m reiner Steinkohle. Das westfälische Steinkohlengebirge wird von der Kreide diskordant überlagert, auf welcher z. B. Essen, Bochum und Dortmund liegen.

Auch an dem Ostrande des rheinischen Schiefergebirges windet sich ein durch Erosion vielfach zerstückelter Streifen der karbonischen, und zwar ausschließlich der subkarbonischen Formation hin, tritt als Kulm mit Posidonomya Becheri im Dillenburgischen in Nassau auf und zieht sich von hier aus einerseits gegen Süden in den Kreis Wetzlar, andererseits gegen Norden bis nach Stadtberge, wo er sich an das westfälische Kohlenterrain anschließt.

Die im nördlichen Teile von Westfalen bei Ibbenbühren und am Piesberge bei Osnabrück aus der Decke von jüngeren und jüngsten Formationen hervortretenden isolierten Partieen der produktiven Steinkohlenformation stehen wahrscheinlich mit dem westfälischen Steinkohlengebirge unterirdisch in Verbindung und sind nur Ausläufer dieses letzteren. Sie führen bei Ibbenbühren 7 bauwürdige Flötze mit 5,26 m Kohle und 5 unabbauwürdige; bei Piesberg 3 bauwürdige Flötze mit 2,74 m Kohle.

An den Südabfall des Hunsrück lehnt sich das Kohlenbecken von Saarbrücken. Seine Schichten gehören ausschließlich der produktiven Kohlenformation an. Die Steinkohlenflötze sind fast ganz auf deren untere Abteilung, die Saarbrücker Schichten, beschränkt. Diese besitzen eine Mächtigkeit von etwa 2800 m, in welcher bis jetzt 145 unabbauwürdige und 88 bauwürdige Flötze, darunter mehrere 2 bis 4 m, letztere zusammen 82 m mächtig, aufgeschlossen sind. Sie lagern flach muldenförmig und zwar diskordant auf devonischen Schiefern auf und werden mit dem Rotliegenden (den Cuseler und Lebacher Schiefern) durch die obere Abteilung des dortigen Karbons, die Ottweiler Schichten, innig verknüpft. Der flötzreiche Teil des Saarbrücker Kohlenbassins nimmt ein Areal von 7 Quadratmeilen ein.

Die Steinkohlenformation des Saargebietes gliedert sich nach E. Weiß wie folgt:

B. Flötzarme Abteilung, die Ottweiler Schichten (= obere Abteilung der prod. Steinkohlenformation = Calamarien- und Farnstufe).

5) obere Ottweiler Schichten, zu unterst mit roten Feldspatsandsteinen.

4) untere Ottweiler Schichten mit einigen Kohlenflötzen, mit Anthra-

cosia, Estheria, Leia, Candona, Fischschuppen und Koprolithen; Pecopteris arborescens, Odontopteris obtusa.

b. Sandsteine ohne Leia.

a. Schiefer mit Leia Baentschiana, einem Schalenkrebs;

A. Flötzreiche Abteilung; die Saarbrücker Schichten (= mittlere Abteilung der produktiven Steinkohlenformation (= Sigillarienstufe), namentlich mit Lepidodendron und Sigillaria, Calamites, Asterophyllites, Annularia, Cyclopteris, Neuropteris, Odontopteris, Noeggerathia und Cordaites sowie Anthracosaurus und Insekten-Resten).

3) obere Saarbrücker Schichten, grobe rote Konglomerate, Sandsteine und Schieferthone, nur mit unbedeutenden Flötzen und Pflanzenresten.

2) mittlere Saarbrücker Schichten, deren Trennung mehr auf lokalen, als paläontologischen Eigentümlichkeiten beruht.

1) untere Saarbrücker Schichten.

Im Elsass ist sowohl der Kulm, wie das produktive Kohlengebirge entwickelt.*) Ersterer enthält bei Thann und Niederburbach eine charakteristische Flora (Knorria imbricata, Cardiopteris polymorpha u. a.), bei Burbach u. a. O. eine subkarbonische Fauna (Productus, Phillipsia) und setzt ein ansehnliches Gebiet der Vogesen zusammen. Das produktive Kohlengebirge bildet eine Anzahl isolierter Schollen auf den ältesten Gesteinen der Vogesen.

Am Aufbau des nordwestlichen Harzes nimmt der Kulm einen wesentlichen Anteil. Nach v. Groddeck gliedert sich derselbe dort wie folgt:

4) Obere oder Grunder Grauwacke, grobe und feinkörnige Grauwacken, sowie Thonschiefer mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten; Konglomerate mit Granit- und Porphyrgeröllen;

3) Untere oder Clausthaler Grauwacke nebst Thonschiefern, diese mit Pos. Becheri, Cal. transitionis, Lepidodendron, Knorria;

2) Posidonienschiefer und Kulmkalk mit Pos. Becheri, Productus Cora, Goniat. crenistria;

1) Kieselschiefer, bunte Thonschiefer und Adinolen, mit Einlagerungen von Grauwacke, Kulmkalk und Diabas.

Südöstlich vom Harz ist das Oberkarbon durch die Steinkohlenterrains von Wettin und Löbejün in der Provinz Sachsen vertreten, ersteres mit 4 Flötzen und 3,43 m Kohle.

Im Königreiche Sachsen besitzt die karbonische Formation eine größere Verbreitung und zwar als produktive Steinkohlenformation in dem Zwickauer Kohlenfelde mit 10 Flötzen (darunter das Planitzer und das Rußkohlenflötz mit 8 bis 10 m Mächtigkeit), im Lugauer Kohlenfelde mit 7 Flötzen (davon die 4 unteren abbauwürdig, am Hedwig-Schachte scharen sich dieselben lokal zu einem einheitlichen Flötze von bis

*) E. W. Benecke. Abriss d. Geologie v. Elsass-Lothringen. Strassburg 1878 S. 17. — G. Meyer. Kulm i. d. südl. Vogesen. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. B. III. H. I. 1884.

19 m Mächtigkeit), in dem Steinkohlenbassin von Flöha, welches sehr arm an Kohle ist, und dem Potschappeler Becken zwischen Dresden und Tharand, mit 3 Flötzen, eines bis 5 m mächtig. Außerdem finden sich auf dem Rücken des Erzgebirges noch einige kleine Schollen der produktiven Kohlenformation, so bei Brandau, Zaunhaus, Altenberg, Saida und Schönfeld. Das Subkarbon ist in Sachsen vertreten 1) durch den kohlenführenden Kulm von Chemnitz-Hainichen (zu unterst das Grundkonglomerat, darüber Arkosen, Sandsteine, Schieferthone und Steinkohlenflötze nebst Linsen von Kohlenkalk); 2) durch den Kulm und Kohlenkalk von Wildenfels bei Zwickau (Thonschiefer, Grauwacken und Konglomerate, sowie an Crinoiden reicher schwarzer Kohlenkalk); 3) durch den Kulm des Vogtlandes (Grauwackensandstein, Granitkonglomerat, Thonschiefer, mit Nestern von Kohlenkalk). Überall ist der Kulm steil aufgerichtet, die produktive Kohlenformation hingegen schwebend, lokal diskordant auf jener gelagert.

H. B. Geinitz hat das sächsische Karbon nach den vorwaltenden Vertretern der während der Bildungszeit der Flötze und damit verknüpften Schieferthone herrschenden Floren in 3 Zonen gegliedert:

3) Zone der Calamiten und Farne mit viel Sphenopteris, Hymenophyllites, Schizopteris, Odontopteris, Neuropteris, Cyclopteris, Alethopteris, Caulopteris.

2) Zone der Sigillarien mit Sigillaria alternans Sternb., Sig. intermedia Brongn., Sig. tesselata Brongn., Sig. oculata Schloth., Sig. Cortei Brongn., Stigmaria ficoides Göpp., Lepidodendron dichotomum Sternb., ferner Calamites Suckowi Brongn., Calam. cannaeformis Schloth., Asterophyllites foliosus Lindl., Neuropteris auriculata Brongn., Alethopteris erosa Gutb.

1) Zone der Lycopodiaceen mit z. B. Sagenaria Veltheimiana Sternb., Sphenopteris distans Sternb., Calamites radiatus (transitionis). Diese unterste Zone repräsentiert den Kulm, die beiden oberen die produktive Kohlenformation.

Neuerdings hat jedoch T. Sterzel gezeigt, dass die Flora des erzgebirgischen produktiven Kohlengebirges eine einheitliche ist, in der keine wesentlichen Zonenunterschiede bestehen. Er parallelisiert das letztere mit den Saarbrückener und den unteren Ottweiler Schichten des Saargebietes.

Eine sehr große Verbreitung hat der Kulm im Fichtelgebirge, Frankenwald und im südöstlichen Thüringen. Seine untere Stufe besteht hier aus schwarzen Thonschiefern mit Zwischenbänken von Kohlenkalk und kalkigen Grauwacken oder aber fast nur aus Dachschiefern (Lehestener Schiefern), erstere mit zahlreichen charakteristischen Tierresten (z. B. vielen Productus-Arten), letztere mit Landpflanzen (z. B. Cal. radiatus). Die obere Stufe besteht aus einem unendlichen Wechsel von Grauwacken und Thonschiefern, erstere stellenweise reich an Pflanzen (z. Cal. radiatus und Sagen. Veltheimiana).

Noch weiter im Osten Deutschlands breiten sich die Steinkohlenterrains von Ober- und Niederschlesien aus. Sie umfassen die obere und untere Abteilung der karbonischen Formation, und zwar in Niederschlesien eine Kombination beider Fazies der subkarbonischen Gruppe, indem Kohlenkalklager mit Productus und Spirifer zwischen den Grauwacken und Schiefern des Kulms mit Archaeocalamites radiatus (= Calamites transitionis) eingeschaltet auftreten. Das niederschlesische Steinkohlengebirge bildet eine von Nordwest nach Südost gerichtete Mulde, deren östlicher Flügel sich an den Gneiß des Eulengebirges anlehnt und bei Waldenburg bergbaulich aufgeschlossen ist. Ihr westlicher Flügel tritt in Böhmen bei Schatzlar wieder zu Tage, während ihre ganze mittlere Partie durch Rotliegendes und Kreide ausgefüllt wird. Die dortige Kohlenformation führt 31 abbauwürdige Flötze mit 42,28 m Kohle. Im Laufe der Ablagerung des niederschlesischen Kohlengebirges erfolgten zahlreiche Durchbrüche von rotem Quarzporphyr, die zum Teil auffallende Kontakterscheinungen bewirkten.

Nach A. Schütze gliedert sich das Karbon Niederschlesiens wie folgt:

II. Oberkarbon.

5) Stufe: Radowenzer Flötzzug = obere Ottweiler Schichten Weiß', Radowenzer Schichten Stur's (= oberes Oberkarbon).

4) Stufe: Ida-Stollener Flötzzug = untere Ottweiler Schichten Weiß', Schwadowitzer Schichten Stur's (= mittleres Oberkarbon).

3) Stufe: Waldenburger Hangendzug = Saarbrücker Schichten Weiß' und Schatzlarer Schichten Stur's (2 u. 3 = unteres Oberkarbon).

2) Stufe: Waldenburger Liegendzug = Waldenburger und Ostrauer Schichten Stur's und dessen Oberkulm.

I. Unterkarbon.

1) Stufe: Kulm und Kohlenkalk.

In Oberschlesien wird die Steinkohlenformation durch den Kulm eröffnet, welcher sich im Westen an die devonische Zone von Zuckmantel-Sternberg anlehnt, indem er von Oberschlesien aus in südlicher Richtung nach Österreichisch-Schlesien und Mähren bis in die Gegend von Brünn fortsetzt und einen Flächenraum von mehr als 100 Quadratmeilen einnimmt. Er führt Posid. Becheri, Goniatites sphaericus, Calamites radiatus, Sagenaria Veltheimiana und andere Farne, Calamiten und Lepidodendren und hat mit dem Kulm des Oberharzes die meiste Verwandtschaft. Der Kohlenkalk ist nur an dem südöstlichen Ende des oberschlesischen Steinkohlenbeckens bekannt und führt namentlich Productus semireticulatus und P. giganteus. Das produktive Steinkohlengebirge bildet verschiedene, inselartig aus dem umgebenden Diluvium sich erhebende Partieen, deren größte sich zwischen Gleiwitz und Myslowitz ausdehnt. Sie gehören jedoch augenscheinlich ein und demselben Becken an, dessen Größe gegen 100 Quadratmeilen betragen wird, und sind nur oberflächlich durch Auflagerung jüngerer Gesteine ge-

trennt. Die Gesamtmächtigkeit der oberschlesischen 104 Steinkohlenflötze wird auf 154 m berechnet, — das Xaveri-Flötz allein erreicht bis 16 m Mächtigkeit. Höchst interessant ist das Vorkommen mariner Fossilien, nämlich Orthis, Chonetes, Nucula, Arca, Goniatites, Nautilus, Bellerophon u. a., vorzüglich aber von Productus longispinus, Orthoceras undulatum, Bellerophon Uri, Chonetes Hardrensis in bestimmten, dem unteren Niveau der produktiven Steinkohlengruppe angehörigen (von Stur jedoch als Oberkulm aufgefassten) Schichten, — eine Erscheinung, welche auf eine zeitweilige Meeresbedeckung des karbonischen Festlandes hinweist. Eruptivgesteine, deren Hervorbrechen in die Ablagerungszeit des Kohlengebirges fällt, fehlen in dem oberschlesischen Becken durchaus, auch sind die Schichten desselben ungestört, flach und regelmäßig gelagert, obwohl einzelne Verwerfungen nicht ausgeschlossen sind.

Das Karbon des oberschlesischen Beckens wird von Stur in folgende 5 Stufen gegliedert:

II. Oberes Kohlengebirge.

3. Untere Stufe: Schatzlarer Schichten, flötzreich.

I. Unteres Kohlengebirge.

2. Oberer Kulm, Ostrauer Schichten, mit den tiefsten Kohlenflötzen, zwischen diesen die oben erwähnte Schicht mit marinen Resten (nach Weiß u. A. schon zum oberen Kohlengebirge gehörig).
1. Unterer Kulm; Posidonien-Schichten mit Posid. Becheri, Goniat. sphaericus, Cal. radiatus, Sagenaria Veltheimiana u. a.

Von deutschen Vorkommen der karbonischen Formation sind schließlich noch die sehr kleinen Steinkohlenbecken des Thüringer Waldes, z. B. bei Manebach und Goldlauter, und die steile, zwischen Gneiß und Granit eingeklemmte Mulde von Diersburg-Hagenbach-Berghaupten in Baden*) zu erwähnen, ebenso die Ablagerung von Stockheim am südwestlichen Abhange des Frankenwaldes, welche einen aus Kulm bestehenden Rücken von drei Seiten mantelförmig umgiebt, jedoch neuerdings zum Unter-Rotliegenden gezogen wird.

Böhmen ist mit Steinkohle reich ausgestattet. Der oberen Abteilung des produktiven Kohlengebirges angehörige Schichten bilden die Becken von Pilsen (mit der an Stegocephalen reichen Plattelgaskohle), von Radnitz, Rakowitz und Kladno, welche sich an den Nordrand des dortigen Silurs diskordant anlegen. Die subkarbonische Gruppe ist im Zusammenhange mit diesen Vorkommen nicht vertreten, besitzt jedoch weiter östlich in Mähren eine große Verbreitung. Bei Brünn bildet die produktive Steinkohlenformation, welche 3 Flötze von 8 bis 9 m Gesamtmächtigkeit führt, einen

*) H. Eck. Erläut. z. geogn. Karte von Lahr. Lahr 1884. S. 34—72.

schmalen, gegen 12 km langen Zug zwischen dem Syenit im Osten und den Glimmerschiefern im Westen (Rossitz-Oslawaner Becken).

In Russland nimmt die karbonische Formation, wenn auch zum großen Teile von Perm und Jura überlagert, einen ungeheuren Raum ein, indem sie in Form eines flachen, tellerartigen Beckens mehr als ein Drittel des europäischen Russlands zu unterteufen scheint. Der westliche Rand dieses Bassins tritt in einem Streifen zu Tage, welcher sich vom weißen Meere bis südlich von Moskau erstreckt, während sich sein östlicher Rand an den Ural anlegt. Wie in Irland, so ist auch in Russland die karbonische Formation fast ausschließlich als mariner Kohlenkalk zur Entwickelung gelangt, für dessen oberstes, mit dem Perm durch Übergänge verknüpftes Niveau namentlich das massenhafte Auftreten von Fusulina cylindrica charakteristisch ist. Die produktive Kohlenformation ist auf verhältnismäßig beschränkterem Gebiete durch ein isoliertes Becken am Donetz vertreten, welches freilich 225 Flötze besitzen soll. Letztere wechsellagern nach V. v. Möller 6—8 mal mit Fusulinen- und Productuskalken.*) Am Westabfall des Ural sind karbonische Kohlen bekannt, welche in ihrem Aussehen durchaus der Braunkohle gleichen.

Von den übrigen europäischen Territorien kann an dieser Stelle nur erwähnt werden, dass in den Alpen sowohl die subkarbonische, als die produktive Steinkohlengruppe (erstere in Form von Kulm und Fusulinenkalken, letztere als schwarze Schiefer mit Anthracitflötzen) nachgewiesen ist, aber unter außerordentlich verwickelten Fazies- und Lagerungsverhältnissen auftreten,**) — dass das Karbon in Italien nur in Toscana und auf Sardinien bekannt ist, wo es in Gestalt pflanzenführender Schiefer, Konglomerate und schwacher Flötze, welche von Porphyren durchsetzt werden, erscheint, — dass ferner die produktive Steinkohlenformation in Frankreich nur sehr beschränkte Verbreitung besitzt (Anteil an der belgischen Mulde, ferner im Zentralplateau die Mulde von St. Etienne, endlich die Becken von Autun und Creuzot), in Spanien und Portugal der Kulm ansehnlichere Ausdehnung erlangt, dass endlich sowohl Kohlenkalk, wie produktive Steinkohlenformation auf der Bären-Insel, auf Nowaja Semlja und auf Spitzbergen entdeckt worden sind.***) In Asien sind karbonische Schichten am Altai und am Amur, Fusulinenkalke in Japan mit Sicherheit nachgewiesen. Enorm

*) N. Jahrb. f. Min. 1881. Bd. II. Ref. S. 65.

**) G. Stache. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1884. S. 360 u. 375. — D. Stur. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1883. B. XXXIII. S. 189. — H. v. Foullon. ebend. S. 207. — F. Toula. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1877. S. 240. (vergl. vorn S. 189).

***) O. Heer. Flora fossilis arctica. Bd. IV. Zürich 1877. — F. Toula. N. Jahrb. f. Min. 1875. S. 225. — Derselbe. Sitzb. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. I. Abteil. 1875. April.

ist nach v. Richthofen die Verbreitung der Kohlenformation in China. Finden sich in diesem Lande Kohlenlager auch noch im Rhät und im Jura, so gehören doch die mächtigsten und verbreitetsten Flötze der karbonischen Formation an. Allein das Karbongebiet von SO-Shansi nimmt ein Areal von 634 deutschen □Meilen ein und enthält überall ein 5—10 m mächtiges Hauptflötz von vorzüglichem Anthracit, sowie Eisenerzlager. In der Provinz Shantung sind zwischen die kohlenführenden Schichten Bänke von Kohlenkalk mit Prod. semireticulatus eingeschaltet. Auch in China ereigneten sich am Ende der Karbonzeit großartige Eruptionen von Melaphyr, Porphyrit, Quarzporphyr.*)

In allen Teilen Amerikas kennt man Vertreter der karbonischen Formation: im äußersten Norden des Kontinentes, wie fast an der Südspitze desselben. Am großartigsten auf der ganzen zivilisierten Erdoberfläche ist das karbonische System in Nordamerika entwickelt; namentlich besitzt dort der Kohlenkalk eine enorme Verbreitung, nimmt den größten Teil des Areales zwischen der appalachischen Kette und dem Mississippi ein und bildet ausgedehnte Landstriche in den Rocky Mountains und in den arktischen Regionen jenes Kontinentes. Er zeichnet sich durch seinen unübertroffenen Reichtum an echten Crinoideen, Blastoideen, rugosen Korallen und Brachiopoden aus und gliedert sich in folgende Horizonte: a) Kinderhook-Gruppe mit viel Productus semireticulatus; b) Burlington-Kalk zum Teil fast ausschließlich aus Crinoideen-Resten bestehend; c) Keokuk- und Warsaw-Kalk mit Archimedes reversa (daher Archimedes-Kalke), viel rugosen Korallen, besonders Zaphrentis; d) St. Louis-Kalk mit Melonites, Lithostrotion, Productus; e) Chester- oder Kaskaskia-Kalke, wiederum mit Archimedes, Pentatrematites, Poteriocrinus und vielen anderen Crinoideen. Die produktive Kohlenformation breitet sich dort über sechs größere Territorien aus, welche freilich zum Teil durch spätere Schichtenstörungen und Auswaschungen in zahlreiche isolierte Partieen zerrissen worden sind: 1) das große appalachische Kohlenfeld (siehe Fig. 46 u. 280), welches sich an den Westabfall der silurischen und vorsilurischen Alleghanykette anlegt und sich über bedeutende Teile von Pennsylvanien, Ohio, Virginien, Kentucky, Tennessee und Alabama ausbreitet. Die von dem Hauptbecken abgetrennten und nahe seinem östlichen Rande in den zentralen Landstrichen Pennsylvaniens auftretenden Mulden dieses Steinkohlengebirges führen ausschließlich Anthracit, die Hauptfelder nur bituminöse Kohle. Die abbauwürdige Steinkohle soll dort bei einer stellenweisen Gesamtmächtigkeit von etwa 40 m ein Areal von 2400 geogr. Quadratmeilen einnehmen. 2) Das Illinois- und Missouri-Kohlenfeld, etwa ebenso groß, wie das vorher erwähnte, gehört den Staaten Illinois, Indiana, Kentucky, Jowa, Missouri,

---

*) F. v. Richthofen. China. Bd. II. Berlin 1882. Kap. 9. S. 399 u. f.

Kansas und Arkansas an. 3) Das Kohlenfeld von Michigan, 200 Quadratmeilen groß. 4) Das Kohlenfeld des nördlichen Texas. 5) Das Kohlenfeld von Rhode-Island, etwa 34 Quadratmeilen groß. 6) Die Kohlenfelder von Nova Scotia und New-Brunswick, etwa 740 Quadratmeilen groß. An der Nordküste von Nova Scotia bei Pictou werden 4 Flötze abgebaut, welche 13, 8, 4 und 1,3 m Mächtigkeit haben; an der Westküste kennt man zwar 76 Steinkohlenflötze, von denen jedoch nur 7 abbauwürdig sind. Die subkarbonische Formation, welche die produktive Kohlengruppe dieser Becken unterteuft, besteht im Osten, also in der Strandregion des karbonischen Meeres, aus Konglomeraten und Sandsteinen, in Nova Scotia und Neu-Braunschweig außerdem aus Letten, Gyps und Kohlenkalkbänken. Weiter nach Westen, also nach dem früheren offenen Meere zu, tritt an Stelle dieser Gebilde der oben beschriebene mächtige Kohlenkalk. In gleicher Weise wird im Westen auch die terrestre produktive Steinkohlenformation durch deren marine Äquivalente, namentlich Fusulinenkalke, teilweise oder gänzlich ersetzt.

Die klimatischen Verhältnisse während der karbonischen Periode. Die üppige, kräftige Steinkohlenvegetation, ihre Zusammensetzung aus bei weitem überwiegenden Calamiten, baumartigen Farnen, Sigillarien und Lepidodendren weisen auf ein feuchtes, warmes, frostloses Inselklima hin, unter welchem jene riesenhaften Gefäßkryptogamen in die Höhe schossen. Die Temperatur dieses Klimas hat man auf 20 bis 25 Grad R. geschätzt. Weiter lässt sich aus der Verbreitung der karbonischen Flora und der Steinkohlenflötze über alle Breiten der Erdoberfläche und aus der allgemeinen Übereinstimmung der karbonischen Pflanzenformen schließen, dass während der Kohlenperiode ebenso wie in der Äquatorialzone, so auch in der jetzigen arktischen Region*) ein gleichmäßig warmes, frostloses Klima geherrscht hat, dass letzteres ein Gemeingut der Erde war, und dass die klimatischen Verschiedenheiten, welche sich heute an den Polen und am Äquator darbieten, entweder gar nicht oder nur in höchst geringem Maße vorhanden waren. Zu Feuchtigkeit und Wärme gesellt sich als dritter, die Üppigkeit des karbonischen Pflanzenwuchses bedingender Faktor der Kohlensäurereichtum der damaligen Atmosphäre. Da der gesamte Kohlenstoff der Steinkohlenflötze von der Kohlensäure der Atmosphäre herstammt, letzterer also durch die Bildung der Steinkohlen eine enorme Quantität von Kohlensäure entzogen wurde, so ist mit Recht zu schließen, dass der Kohlensäuregehalt der karbonischen Atmosphäre ein größerer war, als er es heutzutage ist. Infolge davon besaß die Lufthülle während der Kohlenzeit eine größere Dichtigkeit, war deshalb schwerer und weniger leicht beweglich und darum ruhiger und nicht so stürmisch wie in späteren Perioden. Hält

*) O. Heer. Flora fossilis artica. 4 Bände. Zürich 1871—77.

man alle diese meteorologischen und klimatischen Verhältnisse des karbonischen Zeitalters zusammen, so wird die trotz ihrer Formenarmut unvergleichliche Üppigkeit und Riesenhaftigkeit des karbonischen Pflanzenwuchses erklärlich.

Die Bildung der Steinkohlenflötze. Da nicht nur die Schieferthone, welche die Steinkohlenflötze begleiten, mit Pflanzenabdrücken angefüllt sind, sondern auch in der Kohle selbst die Form der Vegetabilien, aus denen sie hervorgegangen, sehr häufig noch überliefert ist, da ferner in der Steinkohle, wie Göppert, Dawson, Bailey und namentlich Gümbel zeigten, die organische Textur der ihr zu Grunde liegenden Pflanzen durch und durch in erkennbaren Formen erhalten ist, so kann über den vegetabilischen Ursprung derselben ein Zweifel nicht obwalten. Aus eben diesen Beobachtungen ergiebt sich ferner, dass nur Land- und Sumpfpflanzen, nie aber Seetange, einen Anteil an der Massenbildung der Kohle genommen haben. Obenan stehen die Sigillarien und Stigmarien, in manchen Flötzen auch wohl Farnstrünke (Caulopteris), in solchen subkarbonischen Alters die Lepidodendren, an sie reihen sich die Coniferen und Calamiten, während die Farnwedel in dieser Beziehung eine untergeordnete Rolle spielen. Generation folgte auf Generation — die absterbenden Pflanzen sanken zu Boden, ihre faulenden Reste häuften sich zu gewaltigen Pflanzenmassen an, um von Schlamm und Sand bedeckt die einzelnen Stadien des Verkohlungsprozesses (siehe S. 282) zu durchlaufen und sich allmählich zu Steinkohle und Anthracit umzugestalten. Letzteres findet namentlich dort statt, wo der ursprüngliche Schichtenbau der karbonischen Formation bedeutende Störungen erlitten hat, so dass die sich bei dem Verkohlungsprozesse entwickelnden Gase leicht durch Risse entweichen konnten. Dies ist z. B. bei den Anthracit-Bassins von Pennsylvanien und des Erzgebirges der Fall gewesen.

Die bei weitem vorwiegende Anzahl der Steinkohlenflötze wurde aus Pflanzen gebildet, welche an Ort und Stelle gewachsen waren. Dass dem so ist, geht, ganz abgesehen von der großen horizontalen Ausdehnung mancher Kohlenflötze (das Pittsburger Flötz soll ein Areal von 900 deutschen Quadratmeilen einnehmen), ferner abgesehen von der vollständigen Erhaltung des zartesten Details, z. B. an den Farnwedeln, namentlich daraus hervor, dass die Schieferthone, welche das Liegende der Flötze bilden (die Sohlschieferthone, underclay), sehr häufig von Wurzeln und Wurzelfasern von solchen Pflanzen erfüllt und durchwachsen sind, deren Stämme, Zweige und Blätter sich auf diesen Schieferthonen, der damaligen Erdoberfläche, zu einem Kohlenflötze aufgespeichert finden (Fig. 274). An den westlichen Gestaden von Nova Scotia, den Joggins, wiederholen sich innerhalb einer Schichtenreihe von 4700 m 76 solcher Wurzelhorizonte, deren jeder von einer wenn auch noch so schwachen Kohlenschicht bedeckt wird, ja in sehr

vielen Fällen noch aufrecht stehende Sigillarien- und Calamiten-Strünke trägt. Dergleichen in ihrer ursprünglichen Stellung, zum Teil noch im Zusammenhange mit ihren Wurzeln erhaltene Stämme kennt man vorzugsweise

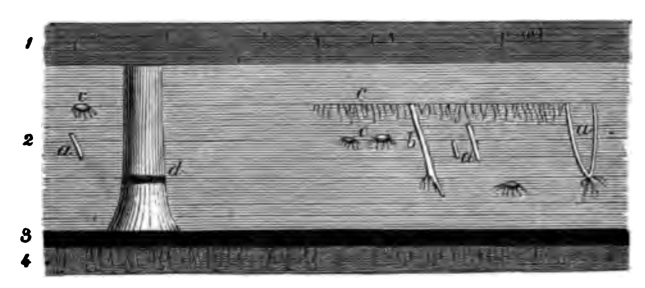


Fig. 274. Profil an der Joggins-Küste von Nova Scotia. Nach *Dawson*.

1 Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern,
2 grauer Sandstein mit aufrecht stehenden Sigillarien- und Calamiten-Stämmen,
3 Kohlenflötz, 6 Zoll mächtig,
4 Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern.
a und *b* Calamites,
c Stigmarien, zum Teil mit Wurzelfasern,
d hohler Sigillarienstrunk, 3m hoch, mit Dendrerpeton, Pupa u. a.

in dem Kohlenreviere von Saarbrücken, ferner in dem von St. Etienne (Fig. 275), von Lancashire, Staffordshire in England; an den felsigen Ufern von Nova Scotia hat man 18 Niveaus mit aufrechten Stämmen übereinander

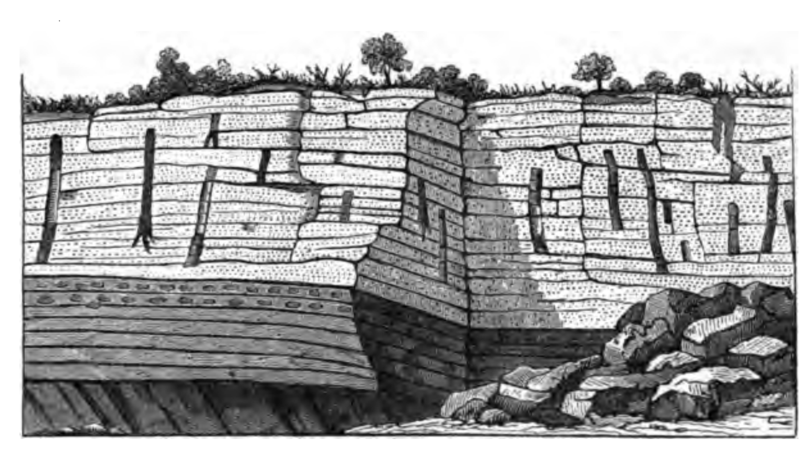


Fig. 275. Aufrechte Stämme im Kohlensandstein von St. Etienne in Frankreich. Zu unterst Steinkohlenflötz, darüber Schieferthon mit Sphärosiderit-Nieren, — dann Kohlensandstein mit aufrechten Stämmen.

beobachtet. Die vielfältige Wiederholung solcher Landpflanzen führenden Horizonte oder Steinkohlenflötze zwischen mächtigen Schichtenreihen von Sandsteinen und Schieferthonen und getrennt durch solche, oder gar durch Kohlenkalkbänke marinen Ursprungs, lassen sich kaum anders als durch Überschwemmungen erklären; aus jeder derselben ging ein System von

Sand- und Schlammschichten hervor, jedem Stillstand entspricht das Emporwuchern einer Pflanzendecke auf dem neu angeschwemmten Grunde und die Bildung eines Kohlenflötzes.

Die Bildung gewisser, wenig ausgedehnter Flötze mag durch Absatz zusammengeschwemmter pflanzlicher Reste vor sich gegangen sein. Fayol nimmt für solche Fälle und zwar zunächst für den Steinkohlenkomplex des französischen Zentralplateaus an, dass Ströme, welche große Massen von Geröll, Kies, Sand und Schlamm, sowie Stämme, Äste, Wedel und Blätter aus den Pflanzendickichten ihrer Entwässerungsgebiete mit sich führten, bei ihrem Eintritte in ruhige See- oder Meeresbecken das von ihnen transportierte Material in Form flacher Deltas abgesetzt hätten. In unmittelbarer Nähe der Flussmündungen wurden die groben Gerölle und Kies, weiter hinaus der feinere Schlamm und am weitesten entfernt die vegetabilischen Massen abgesetzt. Durch fortwährende Vergrößerung des Schuttkegels schob sich die Flussmündung immer weiter vor, die einzelnen Ablagerungszonen rückten immer weiter seewärts, die Kiese und Sande überschritten die an ihrem Fuße abgelagerte, randlich aber immer an Ausdehnung gewinnende pflanzliche Schicht, also das spätere Steinkohlenflötz.

Eruptivgesteine, Schichtenstörungen und Gangbildungen im Gebiete karbonischer Formationen. Die hauptsächlichsten Eruptivgesteine der karbonischen Periode sind Diabase, sowie Quarzporphyre, welche ganz ähnlich wie die des Devons im engsten Zusammenhange mit den Meeres- und Sumpfbildungen jenes Zeitalters stehen, indem sie nicht selten durch Tuffe mit ihnen verknüpft sind. Einer der bewegtesten Schauplätze vulkanischer Eruptionen war Schottland während der Karbonzeit. In der Südhälfte der Insel Arran an der Westküste Schottlands treten neben zahllosen Diabasgängen, welche in dichtem Gewirre die dortigen Sandsteine der sub-

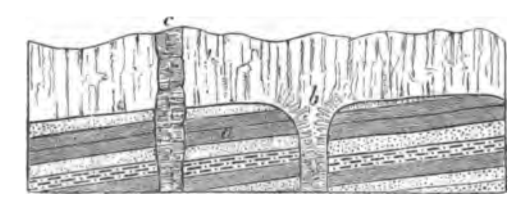


Fig. 276. Profil an der Westküste von Arran. Nach *Zirkel*.
a Schiefer und Sandsteine der subkarbonischen Formation. — *b* Grobkörniger Diabas, gangförmig, dann sich zu einer mächtigen Decke ausbreitend. — *c* Gang von sehr feinkörnigem Diabas.

karbonischen Formation durchziehen, mächtige, deckenartige Ablagerungen von zum Teil quarzreichen Diabasen in verschiedenen Niveaus übereinander zwischen den subkarbonischen Sedimentgesteinen auf und stehen mit Gängen in Verbindung, welche die letzteren durchsetzen und gewissermaßen die aus der Tiefe heraufreichenden Wurzeln der Decke bilden. Jünger als diese

Diabase sind Gänge, Stöcke und Decken von fleischrotem und grauem Quarzporphyr, welcher durch den Sanidin-Charakter seines Feldspates und die Krystallform seines Quarzes (Dihexaëder und Prisma) eine gewisse Annäherung an die Trachyte zeigt. Diabas sowohl, wie Quarzporphyr sind zum größten Teile in Platten oder Säulen abgesondert, die hie und da prächtig büschelartig divergieren. Außerdem tritt vereinzelt quarzführender Diorit, namentlich aber ausgezeichneter Pechstein innerhalb der subkarbonischen Schichtenreihe von Arran auf, und zwar teils als vollkommen regelmäßig zwischen die Sandsteine eingeschaltete Lager, welche in eckige Pfeiler zerklüftet oder dünnplattig abgesondert sind, teils als eigentliche Gänge, welche den subkarbonischen Sandstein durchsetzen.*) Auch in der Umgebung von Edinburgh (Arthur Seat, Calton Hill, Burnt Island) treten mächtige bankartige Ablagerungen von Porphyrit und Diabasen verbunden mit Tuffen im Subkarbon auf, außerdem aber auch weit jüngere Stöcke, Gänge und Vulkanruinen (Necks) von basaltischen Gesteinen.**)

Auch in anderen Teilen Britanniens, z. B. Devonshire, treten zwischen Konglomeraten, Schiefern, Kalksteinen und Sandsteinen der unteren Kohlenformation Diabase und Diabastuffe auf, deren Gleichalterigkeit namentlich aus dem Vorkommen schlackenartiger Diabasstücke in den dortigen Konglomeraten, sowie aus der Regelmäßigkeit, mit welcher die Diabase zwischen den sedimentären Gesteinen eingeschaltet sind, hervorgeht. In ganz analoger Weise wechsellagern die subkarbonischen Grauwacken und Thonschiefer des Lahngebietes, des Oberharzes (Lautenthal) sowie der Umgegend von Bleiberg in Kärnthen in der regelmäßigsten Weise mit Diabasgesteinen. Charakteristische Beispiele deckenförmiger Eruptivergüsse sind der Diabasporphyrit des Remigiusberges bei Cusel im Oberkarbon des Saargebietes (Fig. 277), ferner die Melaphyrlager der Steinkohlenformation von Zwickau.



Fig. 277. Profil durch den Remigiusberg bei Cusel. Nach *A. Leppla*. *S* Sandstein der Ottweiler Schichten. — *K* Steinkohlenflötz. — *D* Diabasporphyrit.

Eruptionen von Quarzporphyr haben in Deutschland während der Kohlenperiode in verschiedenen Distrikten, so z. B. in dem jetzigen Kohlenbassin von Flöha in Sachsen, stattgefunden. Hier fiel seine Eruption in die

*) F. Zirkel. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1871. S 1.

**) Arch. Geikie. Transact. R. Soc. of Edinburgh. Vol. XXIX. 1879. p. 437.

Mitte des karbonischen Zeitalters; er durchsetzte die bereits abgelagerte untere Hälfte der oberkarbonischen Schichtenreihe, breitete sich darüber in etwa 60 m Mächtigkeit aus und wurde dann von den jüngeren karbonischen Sandsteinen, Schiefern und dünnen Kohlenflötzen überlagert, so dass er jetzt als vollkommen gleichförmige Einschaltung zwischen einer älteren und jüngeren Schichtenreihe erscheint. Auch in der Steinkohlenformation Niederschlesiens, dem Waldenburger Kohlenbassin, treten im Hochwald, Pflanzenberg, Blitzberg, in der Grube Fixstern bei Altwasser und Gnade Gottes bei Reußendorf Quarzporphyre auf. Sie haben die geschichteten Gesteine und mit diesen die Steinkohlenflötze durchsetzt, verworfen, sich zwischen sie eingedrängt, sich über sie ausgebreitet, sie stengelig abgesondert und anthracitartig verändert. In ganz ähnlicher Weise sind Quarzporphyre zwischen die Steinkohlenformation Frankreichs, z. B. bei Brassac, lagerförmig und mit der größten Regelmäßigkeit eingeschaltet und ebenfalls mit Gängen verbunden. In demselben Distrikte wird die Kohlenformation von Diabas durchsetzt, welcher zahlreiche Fragmente von Schieferthon und Steinkohle umschließt und die letzteren verkokt hat. Auch im Kulm des Frankenwaldes und Ostthüringens treten lange, schmale Gänge von Glimmerporphyrit und Lamprophyr, sowie bei Ebersdorf, Saalfeld und Plauen solche von normalem Diabas auf. Die Eruption des Diabaszuges, welcher sich zwischen Schellbach bei Schmalkalden und Spiesberg bei Friedrichroda aus der Steinkohlenformation hervorhebt, fällt in das Ende, diejenige der Kersantitgänge im Kulm Niederschlesiens (Dathe) und des Oberharzes (v. Groddeck) wahrscheinlich in die Mitte der karbonischen Periode. Gleiches gilt von den Granitstöcken des Erzgebirges und Ostthüringens (siehe S. 311 und S. 404).

Allgemein verbreitet sind Störungen der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse des karbonischen Schichtensystemes, welche letzteren ihrer Entstehung nach horizontale oder fast horizontale gewesen sein müssen. An Stelle dieser normalen Lagerung ist nicht selten ein außerordentlich komplizierter und gestörter Schichtenbau getreten. Die ganze Formation ist von großartigen, gewaltsamen Bewegungen ergriffen und durch seitlichen Druck steil aufgerichtet, zu zahllosen Mulden und Sätteln zusammengedrückt, zickzackartig gefaltet, fächerförmig verschoben, ja übergekippt worden. Nachstehendes Profil durch das in der Nähe von Aachen gelegene Worm-Revier und die Eschweiler Mulde (Fig. 278, vergl. auch Fig. 229) zeigt derartige steile Mulden, deren Flügel in dem Wormbassin außerdem noch zu zahlreichen kleineren Falten zickzackförmig zusammengestaucht sind. Ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse wiederholen sich in Westfalen,*)

*) G. Köhler. Über die Störungen im Westfäl. Steinkohlengebirge u. deren Entstehung. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preuß. Staat. Bd. XXVIII. Taf. XVI. XVII.

Belgien und Frankreich. Besonders auffällig ist die Architektur der großen Mulde von Mons (Fig. 279), deren nördlicher Flügel flach und regelmäßig gegen Süd fällt, während der Südflügel steil aufgerichtet und in wiederholte

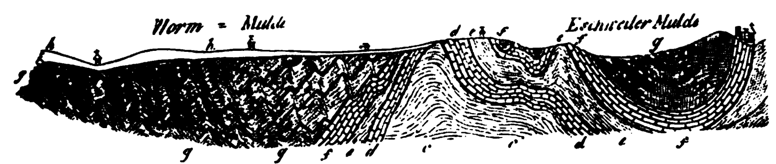


Fig. 278. Profil durch die Worm- und Eschweiler Mulde.
c d e Oberdevon. — *f* Kohlenkalk. — *g* Produktive Kohlenformation. — *h* Kreide- und Braunkohlenformation.

zickzackförmige Falten geknickt ist, eine Lagerung, an welcher nicht nur die sämtlichen Glieder der karbonischen Formation, sondern auch die Schichten des Devons teilnehmen.

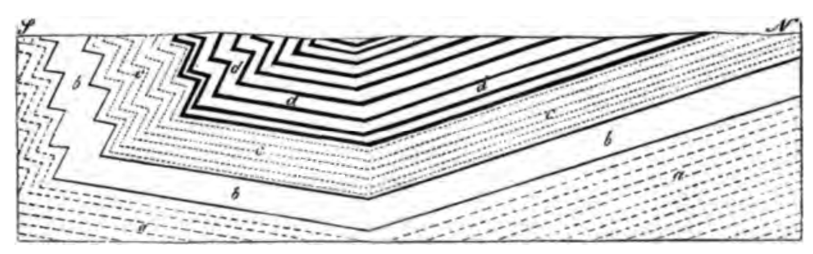


Fig. 279. Ideales Profil der Mulde von Mons.
a Devonische Formation. — *b* Kohlenkalk. — *c* Flötzleerer Sandstein. — *d* Produktive Kohlenformation.

Ganz ähnliche Schichtenstörungen machten sich in Nordamerika gegen das Ende der karbonischen Periode geltend. Mit der Ablagerung der oberen Kohlenformation schlossen die Sedimentationsprozesse, aus denen der Untergrund fast der ganzen östlichen Hälfte des nordamerikanischen Kontinentes hervorgegangen war, ab. In diese Zeit fallen gewaltige Schichtenstörungen, von welchen nicht nur die karbonischen, sondern sämtliche paläozoische Formationsglieder in dem ganzen appalachischen Gebirgssystem betroffen wurden. Aus ihrer ursprünglich horizontalen Lagerung sind die Schichten dieser Formationen durch seitlichen Druck zu lauter unter sich und der heutigen atlantischen Küste parallelen Falten zusammengeschoben worden, deren Steilheit und Höhe im Osten, also im eigentlichen Alleghany-Systeme ihr Maximum erreicht, nach Westen zu aber abnimmt und zwar so, dass sie proportional ihrer Entfernung vom atlantischen Ozeane flacher werden (siehe Fig. 46 S. 186 u. Fig. 280).

Faltungen des karbonischen Schichtensystemes, wie die beschriebenen, konnten bei dem Widerstande, den die wenig plastischen Gesteinsmassen allen Biegungen entgegensetzten, nicht vor sich gehen, ohne Zerreißungen

und Berstungen der Schichtenkomplexe zu verursachen. Derartige Spalten sollten die Veranlassung zweier wichtiger geologischer Erscheinungen, der **Verwerfungen** und der **Gangbildungen** werden. Fast alle Kohlenbassins haben Störungen ihrer Architektur durch Sprünge und Verwerfungen erlitten, mit denen nicht selten eine Zermalmung des ihnen nächsten Nebengesteines Hand in Hand gegangen ist. Zum größten Teile äußern diese Verwerfungen freilich nur einen untergeordneten Einfluss auf die Lagerungsverhältnisse (Fig. 281). Zuweilen aber wiederholen sie sich in kleinen Zwischenräumen in so großer Anzahl, dass eine vollständige Zerstückelung des Kohlengebirges eingetreten ist, welches dann aus regellos durcheinander geworfenen Gebirgstrümmern besteht (Fig. 282). Auf der anderen Seite erreichen manche derartige Dislokationen so großartige Dimensionen, dass die gegenseitigen Verschiebungen der durch die Verwerfung getrennten Formationsflügel mehrere Hundert Meter betragen. So hat die unter dem Namen Münstergewand bekannte Verwerfung die Schichten eines Teiles der Eschweiler Mulde über 250 m, die Oberhohndorfer Hauptverwerfung einen Flügel des Zwickauer Karbons um 150 m in die Tiefe gerückt; die »Sutan« genannte Verwerfung in der Ruhrgegend bewirkt einen Sprung von 200 m, eine ebenso große Dislokation ist durch eine Verwerfung im Döhlener Steinkohlenbassin bewirkt worden; auf dem Ninety-fathom-dyke, einer mit Sandsteinmasse ausgefüllten Kluft, ist der nördliche Teil der Kohlenformation von Newcastle über 330 m in die Tiefe gesunken, so dass Zechstein in der Fortsetzung der Kohlenflötze liegt. Noch bedeutendere Dimensionen erreichen die Verwerfungen, welche den Westabfall der Alleghanies in Nordamerika begleiten, so z. B. in Süd-West-Virginien, von wo Sprünge von 2 bis 3000 m beschrieben und untersilurische Kalksteine in das Niveau der Kohlenkalke geschoben sind (vergl. auch S. 346, Fig. 111).

W — Columbus — Ohio — Chesnut-Ridge — Laurel Ridge — Alleghany Mts. — Dunings Mt. — Coalfield Broad Top — Tuscarora Mt. — Kittatiny Mt. — Blue Ridge — S

Fig. 280. Profil durch das Alleghanysystem und das appalachische Kohlenbecken. 1 Laurentische Gneißformation, 2 Untersilur, 3 Obersilur, 4 Devon, 5 Catskill- (Old-Red-) Sandstone, 6 subkarbonische Formation, 7 produktive Steinkohlenformation.

Waren in den eben angeführten Beispielen Zerreißungen der karbonischen Schichtensysteme die Ursache eines zum Teil außerordentlich schwierigen Abbaues der Steinkohle, schädigten also den Mineralreichtum eines Landes, so haben andere Spalten Gelegenheit zur Entstehung gang-

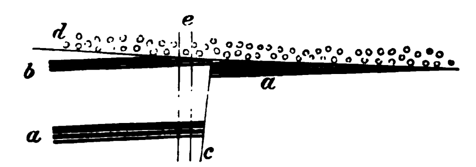


Fig. 281. Verworfene Steinkohlenflötze. Helene-Schacht bei Lugau in Sachsen. Nach *Siegert*.
a u. *b* Flötze. — *c* Verwerfung. — *d* Rotliegendes auf dem denudierten Karbon. *e* Helene-Schacht. Maßstab 1 : 2000.

förmiger Erzlagerstätten gegeben und damit Objekte großartiger bergbaulicher Unternehmungen geschaffen. Die Bleiglanzgänge des Oberharzes*) sind Ausfüllungen solcher Spalten im Devon, namentlich

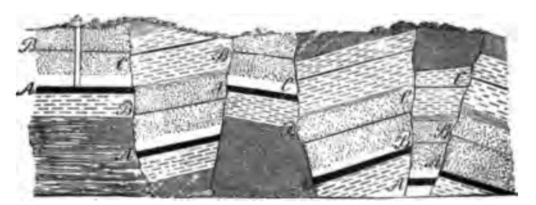


Fig. 282. Profil im Kohlenrevier von Aukland in Durham. *A*, *B*, *C* Kohlenflötze.

aber in der unteren Kohlenformation, dem Kulm. Dieser bildet das nördlich vom Devon des Kahlenberges, östlich vom Quarzfels des Bruchberges, südlich und westlich von der Dyas scharf umgrenzte clausthaler Hochplateau, welches von den in nordwestlicher Richtung streichenden Erzgängen durchsetzt wird, ohne dass diese bis in die überlagernden dyadischen Schichten hineinreichen, — ein Beweis, dass die Gangspalten in der Zeit, wo anderwärts die produktive Kohlenformation zur Ablagerung gelangte, aufgerissen worden sind. und zwar geschah dies auch hier infolge seitlicher Zusammenpressung, Faltung und lokaler Überkippung der oberharzer Devon- und Karbonschichten. In den meisten Fällen wurden die Gänge zur Ursache großartiger Verwerfungen,**) wie z. B. der Grünlindener und der

*) A. v. Groddeck. Über die Erzgänge des nw. Oberharzes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1866. S. 693.

**) A. v. Groddeck. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen. Bd. XXI. Taf. 1 u. 2. S. 1. — B. Rösing, ebend. Bd. XXV. S. 280. Taf. XIII. — Siehe auch E. Kayser. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1881. S. 412. Taf. X. — K. Lossen, ebend. 1881. S. 1.

Hauptgang bei Bockswiese (s. Fig. 283). Hier wird das Liegende dieser Gänge zu oberst von Kramenzelkalk, darunter von Calceola-Schiefern und unter diesen von Spiriferen-Sandstein, also vom Devon, — ihr Hangendes aber von Kulm mit Posid. Becheri und unterhalb dieses von Kramenzelkalk, also Oberdevon gebildet. Die Höhe dieser Verwerfung beträgt mehr als 2000 m; Verwerfungsverhältnisse, wie die oben erwähnten, sind auf dem Oberharz keine Ausnahme, vielmehr ist es Regel, dass die Gänge bedeutende Verwerfungen und damit zusammenhängende Verschiebungen verursacht haben, durch welche das Hangende der Gangspalte in ein tieferes Niveau als sein ursprüngliches herabgerückt wurde. Die Gänge selbst treten in dem clausthaler Kulm-Plateau zu mehreren **Zügen** zusammengruppiert auf, von welchen der Burgstädter, Zellerfelder, Rosenhöfer und Silbernaaler Zug direkt um und unter Clausthal und Zellerfeld, die sechs übrigen etwas weiter entfernt liegen. In jedem dieser Züge unterscheidet

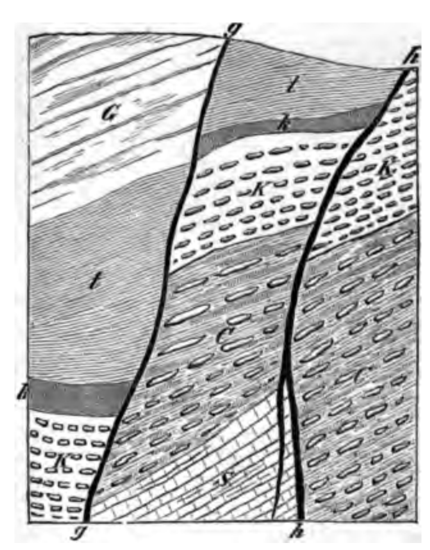


Fig. 283. Profil durch den Johann Friedricher Schacht bei Bockswiese. Nach v. *Groddeck*.
h Bockswieser Hauptgang. — *g* Grünlindener Gang. — *S* Spiriferensandstein. — *C* Calceolaschiefer u. Goslarer Schiefer. — *K* Kramenzelkalk. — *k* Kieselschiefer. — *t* Kulmthonschiefer. — *G* Kulmgrauwacke.

man einen sehr mächtigen, im wesentlichen mit veränderten Nebengesteinsbruchstücken, namentlich aber mit mildem, schwarzglänzendem Gangthonschiefer ausgefüllten Hauptgang, innerhalb dessen erzführende Trümer und Einlagerungen auftreten, welche sich in mannigfachster Weise scharen und verzweigen. Diese Trümer thun sich oft zu einer bedeutenden, viele Lachter betragenden Mächtigkeit auf, nehmen aber sowohl ihrem Streichen wie Fallen nach an Mächtigkeit wieder ab, werden bis auf wenige Centimeter zusammengedrückt, blähen sich dann wieder auf oder keilen sich ganz aus. Der erwähnte, sogenannte Gangthonschiefer, welcher, mit Bruckstücken wenig veränderten Nebengesteines vereint, die Gangmasse bildet, in welcher die Erztrümer aufsetzen, ist ein milder, glänzend schwarzer oder bunter, fettig anzufühlender, meist stark bituminöser Schiefer, der wie gequetscht erscheint, in linsenartige Massen abgesondert ist und beim Zerschlagen in lauter glänzende, gekrümmte Blättchen zerfällt. Diese eigentümliche Gangausfüllungsmasse ist nach v. Groddeck*) auf die Weise ent-

*) A. v. Groddeck. l c. u. Abhandl. d. Kgl. pr. geol. Landesanst. Berlin 1885. S. 1.

standen, dass bei der Entstehung von Verwerfungen (siehe oben: Bockswieser Gänge) Rutschungen einer der beiden Spaltenwände auf der anderen stattfanden, infolge deren einerseits die fast überall nachweisbaren Rutsch- und Spiegelflächen an den Spaltenwänden hervorgerufen wurden, andererseits große Partieen des Nebengesteines zu feinem Pulver zerrieben wurden. Letzteres vermischte sich mit den eindringenden Tagewassern zu Schlamm, erhärtete unter dem Drucke der Gebirgsmassen, wobei sich zugleich gewisse chemische Prozesse vollzogen (Sericit-Bildung in den bunten Varietäten), und füllte die Gangspalten als ein neues Gestein, als Gangthonschiefer aus. Entweder zugleich oder später fand die Bildung der erzführenden Trümer und Spalten des durch neue Gesteinsbewegungen wieder aufgerissenen Ganggesteines statt. Das wesentlichste mineralische Material, aus welchem diese Trümer und Erzmittel zusammengesetzt sind, ist Kalkspat, Quarz, Schwerspat, Braunspat, Spateisenstein, silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Fahlerz, welche in der verschiedensten Weise vergesellschaftet sind (siehe S. 359), zum Teil auch die Ausfüllungsmasse des Hauptganges, also namentlich die Gangthonschiefer imprägnieren.

Auch die berühmten, ihrer Natur nach freilich von den clausthaler weit verschiedenen Zink- und Bleiglanzlagerstätten der Gegend von Aachen setzen zum größten Teile in karbonischen Schichten auf. Die Hügelreihe jenes Distriktes besteht aus devonischen Schiefern und Kalksteinen, Kohlenkalk, Kohlenformation und Kreide. Die paläozoischen Schichtensysteme sind sattel- und muldenförmig, z. T. saiger, ja überkippt gestellt (vergl. Fig. 229 u. 278), während die Kreide ziemlich horizontal darüber liegt. Die dort auftretenden Erze sind Zinkblende, Bleiglanz und Schwefelkies mit Kalkspat und Quarz vergesellschaftet, oft in schaliger Anordnung. Gegen ihr Ausgehendes hin sind sie in Galmei, Weißbleierz, Brauneisenerz umgewandelt. Sie bilden 1) Gänge im Kohlenkalke, 2) Kontaktlager zwischen Kohlenkalk und den darüber liegenden karbonischen Schiefern, sowie zwischen ersterem und den devonischen Gesteinen, 3) isolierte Nester im Kohlenkalke und Devon, 4) lagerförmige Imprägnationen gewisser karbonischer Schiefer und devonischer Kalksteine. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse der Zinkerzlagerstätten des angrenzenden Belgiens. Außerordentlich erzreich ist ferner die subkarbonische Formation Derbyshires und Northumberlands, und zwar ist es Bleiglanz, welcher mit Flussspat, Kalkspat und Schwerspat vergesellschaftet den Kohlenkalk durchsetzt und in diesem Gänge, sowie der Schichtung parallele, langgezogene, flache Einlagerungen bildet. Auffällig ist die Erscheinung, dass der Erzreichtum der Gänge an den Kohlenkalk gebunden ist und beim Eintritt des Ganges in die zwischengelagerten Schiefer und Diabasgesteine verschwindet. Ähnlicher Natur sind die Bleierzvorkommen von Alston Moor in Cumberland. Die subkarbonische Formation besteht hier aus einer Wechsellagerung von

mächtigen Kalksteinen, untergeordneten Schieferthonen und Sandsteinen, sowie einzelnen mandelsteinartigen Diabaseinlagerungen. Die Bleiglanzgänge sind auch hier nur zwischen den Kalksteinen mächtig und erzreich. Ebenso ist ihr Fallen in den verschiedenen Gesteinsarten ein verschiedenes; während sie nämlich die Kalksteinkomplexe ziemlich senkrecht und mächtig durchsetzen, nehmen sie in den schieferigen Zwischenlagen oft ein sehr flaches Fallen bei sehr geringer Mächtigkeit an, so dass ihr Profil ein treppenförmiges ist. Der Westen von Nordamerika, so die Staaten Missouri und Illinois, ist ebenfalls reich an vollkommen analogen Blei- und Zinkerzlagerstätten.*)

Zum Schlusse möge noch ein ganz eigentümliches Gangvorkommen an dieser Stelle Erwähnung finden. Der nördliche Teil der englischen Provinz New-Brunswick in Nordamerika besteht zum Teil aus bituminösen, intensiv riechenden, schwarzbraunen, an der Luft bleichenden, dünnblätterigen Schiefern der subkarbonischen Formation, welche zahlreiche Reste von Palaeoniscus führen. Diese Schichtenreihe wird von einem Asphaltgange (Fig. 284) durchsetzt, dessen Mächtigkeit zwischen 1 und 6 m schwankt und der durchweg aus reinem glänzenden Asphalt mit ausgezeichnet muscheligem Bruche besteht, den man dort nach der ihn abbauenden Albert-Mine Albertit nennt. Hier und da umschließt derselbe einige Fragmente des Nebengesteines, fast überall aber dringt er in Form kleiner Adern und Trümer in die Klüfte und Spalten der benachbarten Schiefer und bildet eine große Anzahl von Nebentrümern. Dieser Gang war augenscheinlich ursprünglich eine Spalte, die sich mit aus dem bituminösen Nebengestein stammendem Petroleum anfüllte, bis letzteres durch Verlust der flüchtigen Kohlenwasserstoffgase und durch teilweise Oxydation verdickt und in Asphalt umgewandelt wurde.

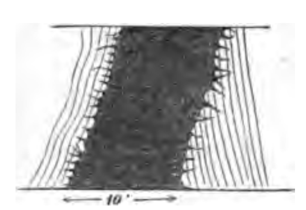


Fig. 284. Asphaltgang in der Albert-Mine in New Brunswick. Nach *Dawson*.

Rückblick. Schon im Beginne der karbonischen Periode haben die Kontinente eine ziemlich mannigfaltige Gliederung erlangt: sie scheiden sich bereits in Höhenzüge, flache sumpfige Niederungen und seichte Binnengewässer. Eine dunsterfüllte und kohlensäurereiche Atmosphäre lagert auf ihnen, ein frostloses, gleichmäßig warmes Klima ist ihr Gemeingut. So begünstigt wuchert auf dem morastigen Tieflande eine zwar formenarme, fast nur auf Gefäßkryptogamen und Nadelhölzer beschränkte, aber üppige Flora von zum Teil riesenhaften Sigillarien, Lepidodendren,

*) A. Schmidt. Die Blei- und Zinkerzlagerstätten von Südwest-Missouri. Heidelberg 1876. Siehe auch Rep. of the geol. surv. of Missouri. 1874.

Calamiten, Farnen und Araucarien. Das feuchte Dunkel dieser karbonischen Dschungeln wurde die Heimat der ersten luftatmenden Tiere; einige Skorpione, Tausendfüße, Schaben und Termiten, sowie salamanderähnliche Amphibien waren die spärlichen Repräsentanten der landbewohnenden Tierwelt. So ärmlich auch diese Vertretung, so gering auch der Formenreichtum der karbonischen Landflora ist, — im Vergleich mit früheren Zeitaltern ist in ihr ein ganz bedeutender Fortschritt verkörpert, waren doch die silurischen Inseln noch fast vollkommen öde und nackt, brachte doch auch das devonische Festland eine nur geringe Zahl von Pflanzen und noch gar keine Tiere hervor.

Ein ganz ähnlicher Umschwung offenbart sich in den marinen Faunen dieser Zeitalter. Jene charakteristischen devonischen Korallen, wie Calceola, Cystiphyllum und Heliolites, sind beim Beginn der karbonischen Periode vom irdischen Schauplatze abgetreten, die Crinoiden-Familie der Cystideen, ebenso wie gewisse Vertreter der echten Crinoideen, z. B. Cupressocrinus und Eucalyptocrinus, sind ausgestorben und die Brachiopoden-Gattungen Atrypa, Stringocephalus und Uncites gehören bereits der Vergangenheit an. Für die verschwindenden treten neue und zahlreichere Tierformen ein; felsbildende Foraminiferen, die Fusulinen, stellen sich ein, die Brachiopoden-Familien der Productiden und Spiriferiden, die echten Crinoideen und die Blastoideen erreichen im karbonischen Meere das Maximum ihrer Entwickelung, an Stelle der aussterbenden Trilobiten treten Limuliden und echte Phyllopoden, an Stelle der Panzer tragenden Ganoiden erscheinen neben den haiartigen Knorpelfischen kleinschuppige Ganoiden.

Die permische Formation oder die Dyas.

Unter permischer Formation begreifen wir denjenigen Schichtenkomplex, dessen Ablagerung unmittelbar auf die Steinkohlenformation gefolgt und der Triasformation vorausgegangen ist, so dass sich seine unteren Niveaus zuweilen auf das innigste an erstere, seine oberen Horizonte eng an letztere anschließen, — es ist ein Schichtenkomplex, welcher in den zuerst bekannt gewordenen Gegenden seines Vorkommens in zwei meist scharf getrennte Formationsglieder, nämlich in die Gruppe des Rotliegenden (mit Landpflanzen) und des Zechsteines (mit marinen Resten) zerfällt (deutsche Dyas), während in anderen Bildungsräumen, so in Nordamerika, Russland und anderen Ländern eine solche Trennung nicht mehr so scharf oder auch gar nicht mehr durchzuführen ist.

Die Flora des deutschen Rotliegenden besitzt eine so nahe Verwandtschaft mit derjenigen des produktiven Steinkohlengebirges, dass einige Geologen das Rotliegende zum Karbon ziehen (3. Rotliegendes); — 2. produkt. Kohlengebirge; — 1. Kulm.

Die Dyas Deutschlands.

Hauptlitteratur über die deutsche Dyas.

J. C. Freiesleben. Geogn. Beitrag zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges. Freiberg 1807.

E. F. Germar. Die Versteinerungen des Mansfelder Kupferschiefers. Halle 1840.

H. B. Geinitz u. A. von Gutbier. Die Versteinerungen des Zechsteingebirges u. Rotliegenden. Dresden u. Leipzig 1849.

B. v. Cotta. Die Dendrolithen. Leipzig 1832 u. 1850.

H. R. Göppert. Die fossile Flora der permischen Formation. Kassel 1854.

H. Graf z. Solms-Laubach. Die Coniferen d. Deutsch. Kupferschiefers u. Zechsteins. Pal. Abhandl. B. II. Heft 2. Berlin 1884.

K. von Schauroth. Ein Beitrag zur Fauna des deutschen Zechsteingebirges. Sitzber. K. Akad. d. Wiss. Wien 1853.

H. B. Geinitz. Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Leipzig 1861; Nachträge z. Dyas. I. 1880. II. 1882.

E. Beyrich. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte v. Preußen, Blatt Ellrich, Stollberg, Nordhausen, Zorge, Benneckenstein. 1870.

E. Weiß. Die Steinkohlen führenden Schichten bei Ballenstedt. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1881. S. 596. — Derselbe. Erläut. zu Blatt Wippra u. Blatt Mansfeld. Berlin 1883 u. 1884.

O. Speyer. Die Zechsteinformation des westlichen Harzrandes. Ebend. 1880. S. 80.

H. Laspeyres. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte v. Preußen. Blatt Gröbzig, Petersberg, Zörbig. 1874; u. Geogn. Darstellung des Steinkohlengebirges u. d. Rotliegenden in d. Geg. nördl. v. Halle a. d. S. Berlin 1875.

K. Liebe. Der Zechstein des Fürstentums Gera. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1855. S. 406 bis 437. Ferner: Erläuterungen zu Blatt Gera der geol. Spezialkarte v. Preußen 1878. Blatt Neustadt 1881, sowie Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 56.

F. Beyschlag. Geognost. Skizze d. Umgeg. v. Crock im Thür. Wald. Zeitschr. f. Naturw. Halle. Bd. LX. 1882. S. 371.

C. W. Gümbel. Geognost. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 555—584.

P. A. Friedrich. Das Rotliegende und die basischen Eruptivgesteine d. Umgeb. des großen Inselsberges im Thüringer Walde. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1878. Bd. 51

H. Bücking. Die Zechsteinformation bei Schmalkalden. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1882. S. 29.

H. von Dechen. Geol. u. Pal. Übersicht d. Rheinprovinz u. d. Prov. Westfalen. Bonn 1884. S. 291.

E. Holzapfel. Die Zechsteinform. am O.-Rande des Rhein.-Westfäl. Schiefergebirges. Görlitz 1879.

Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Sachsen, bearb. unter der Leitung von H. Crd. S. Chemnitz von Siegert, S. Lichstenstein u. Zwickau von Mietzsch, S. Meerane u. S. Oschatz von Siegert, S. Leisnig von R. Credner, S. Grimma von A. Penck, S. Rochlitz u. Frohburg von Rothpletz, namentlich aber S. Stollberg-Lugau von Siegert u. Sterzel; Profiltafeln durch d. Steinkohlenrevier Lugau-Ölsnitz von Siegert; ferner:

T. Sterzel. VII. Ber. d. naturw. Gesellsch. z. Chemnitz 1878—1880. S. 155, sowie ebend. V. Ber. 1872—1874. S. 71. Ferner: Flora des Rotliegenden im nordwestl Sachsen. Pal. Abhandl. Berlin 1886.

H. Credner. Die obere Zechsteinformation im Kgr. Sachsen. Ber. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Ges. d. Wiss. Leipzig 1885. S. 189. — Ders. Das sächs. Granulitgebirge u. s. Umgeb. Leipzig 1884. S. 107.
E. Geinitz. Verst. a. d. Brandschiefer d. unteren Dyas v. Weißig b. Pillnitz. N. Jahrb. f. Min. 1873. S. 691, u. 1875. S. 1 u. Nov. act. Leop. Carol. Bd. XLI. Pars II. 1880.
E. Weiß. Die Flora des Rotlieg. v. Wünschendorf. Abhandl. z. geol. Spezialk. v. Preuß. Bd. III. Heft 1. 1879.
E. Weiß. Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiet. Bonn 1869—1872. Ferner: Das Rotliegende des Pfälzischen Gebirges. N. Jahrb. f. Min. 1868. S. 626.
H. Eck. Erläut. z. geognost. Karte d. Umgegend v. Lahr. Lahr. 1884. S. 72.
E. Cohen. Die zur Dyas gehörigen Gesteine des südl. Odenwaldes. Heidelberg. 1871.
E. W. Benecke u. E. Cohen. Geogn. Beschr. d. Umgeg. v. Heidelberg. Straßburg 1881. S. 189—293.

Es ist soeben bemerkt worden, dass die deutsche, zwischen die produktive Kohlenformation und die untere Trias eingeschaltete Schichtenreihe in zwei petrographisch und paläontologisch scharf geschiedene Abteilungen zerfällt, eine untere, Konglomerat-Sandstein-Formation mit den Resten einer Landflora, das Rotliegende, und eine obere Kalkstein-Dolomit-Gyps-Formation mit den Resten einer marinen Fauna, die Zechstein-Gruppe. (Siehe Fig. 54, S. 231, und Fig. 285.)

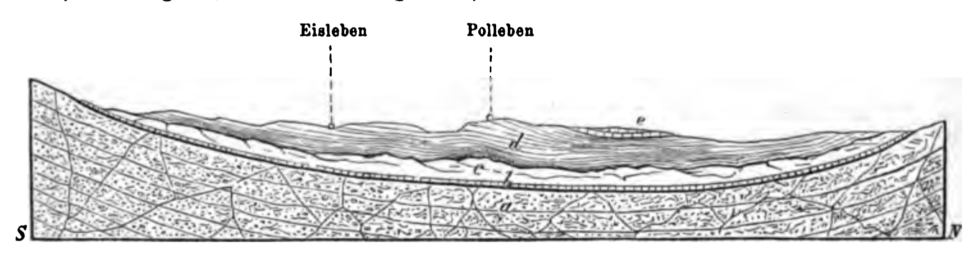


Fig. 285. Profil durch die Dyas- und Triasmulde von Eisleben-Mansfeld. *a* Rotliegendes. — *b* Kupferschiefer und Zechstein. — *c* Gyps, Anhydrit, Letten, Rauchwacke. — *d* Buntsandstein. — *e* Muschelkalk.

1. Das Rotliegende.

Petrographischer Charakter. Das Rotliegende ist eine durchschnittlich 500 m, stellenweise z. B. in Bayern mehr als 2000 m mächtige Schichtenfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und Schieferletten. Die Konglomerate bestehen aus nuss- bis kopfgroßen Geschieben und Geröllen, also abgerundeten, zum Teil vollkommen kugelrunden Fragmenten aller möglichen älteren Gesteine, so von Granit, Diabas, Diorit, Gneiß, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Quarzit, Hornquarz, Kieselschiefer u. s. w. Zu ihnen gesellen sich namentlich in dem oberen Rotliegenden Geschiebe von Porphyr und Melaphyr, welche von nur wenig älteren Eruptivgesteinen abstammen. Alle diese Rollstücke werden durch ein quarziges, thoniges oder sandsteinartiges, selten kalkiges Bindemittel, welches in den meisten Fällen eine höchst cha-

rakteristische, durch Eisenoxyd bewirkte rote Färbung besitzt, mehr oder weniger fest zusammengehalten. Diese Konglomerate bilden zum Teil sehr mächtige, aber deutliche Schichten, von denen grob- und feinkörnige miteinander abwechseln. Die Sandsteine sind meist aus eckigkantigen Körpern von Quarzgesteinen, zuweilen auch solchen von Feldspat oder Kaolin und einem gewöhnlich thonigen, seltener kalkigen oder kaolinigen Bindemittel zusammengesetzt. Die Größe der Körner schwankt in ein und derselben Schicht zwischen der von Konglomeratgeschieben und der feinen Sandes. Rote und rötlichbraune Farben herrschen vor, grüne und graue Färbung ist jedoch nicht ausgeschlossen. Die oberste Zone der Sandsteine und Konglomerate des Rotliegenden ist z. B. im Mansfeldischen, in Hessen und Thüringen durch Auslaugung entfärbt, hat eine weiße oder graue Farbe angenommen und ist deshalb Weißliegendes oder Grauliegendes genannt worden. Der Schieferletten oder Rötelschiefer, ein blut- bis bräunlichroter, sehr eisenoxydreicher Schieferthon, ist ein für das Rotliegende ganz besonders charakteristisches Gestein und tritt in oft mächtigen Zwischenlagerungen zwischen den Konglomeraten und Sandsteinen auf. Kalksteine und zwar zum Teil dolomitische Kalksteine erscheinen nur sehr untergeordnet in der Schichtenreihe des Rotliegenden, bilden meist flach linsenförmige Einlagerungen, selten langanhaltende Bänke und sind zum Teil versteinerungsführend (Stegocephalen im Plauen'schen Grund bei

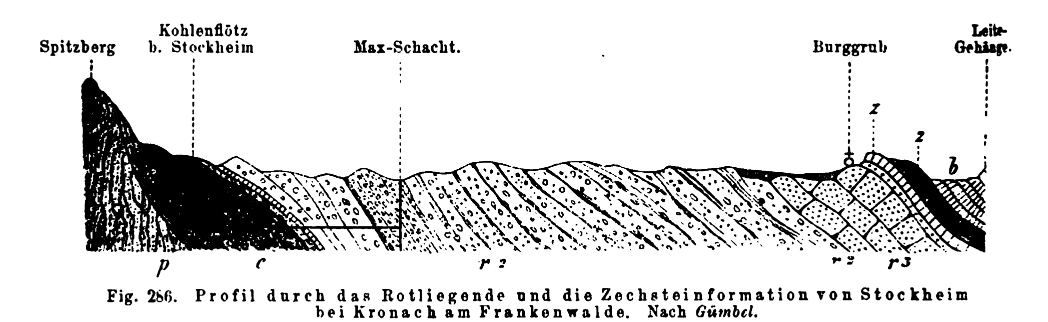


Fig. 286. Profil durch das Rotliegende und die Zechsteinformation von Stockheim bei Kronach am Frankenwalde. Nach *Gümbel*.

p Kulm. — *c* Kohlenrotliegendes mit dem Stockheimer Kohlenflötz. — r^2 mittleres Rotliegendes. — r^3 oberes Rotliegendes. — *z* Zechstein u. rote Letten. — *b* Lederschiefer und Sandsteine des unteren Buntsandsteines.

Dresden und vom Ölberg bei Braunau in Böhmen). Letzteres ist auch bei den bituminösen Schieferthonen (Brandschiefern) der Fall, welche z. B. bei Weißig, Oschatz und Chemnitz in Sachsen, bei Oberhof in Thüringen, bei Hohenelbe in Böhmen u. a. O. in dem mittleren Rotliegenden flötzartige Lager bilden und Reste von Stegocephalen, Fischen und Pflanzen umschließen. Da sich die Ablagerung der unteren Dyas direkt an die Bildung der produktiven Kohlenformation anschließt, so kann es nicht auffallen, dass auch die unteren Horizonte des Rotliegenden Steinkohlen-

flötze führen, welche jedoch bei weitem nicht die Mächtigkeit, Zahl und Bedeutung derjenigen des karbonischen Zeitalters besitzen. Solche kohlenführende Schichtenreihen sind die des sog. Kohlenrotliegenden im Saar-Rheingebiete, die von Ilfeld am südwestlichen Harzrande, bei Crock im Thüringer Walde, bei Stockheim in Bayern (Fig. 286), bei Grüna, Chemnitz, und Lugau in Sachsen, bei Ilmenau und Klein-Schmalkalden im Thüringer Walde, sowie das von Meisdorf und Opperode am nördlichen Harzrande. Endlich umschließen die Schieferthone und Letten des unteren Rotliegenden ganz ähnlich wie die der Kohlenformation z. B. bei Lebach im Saargebiet versteinerungsreiche Nieren von thonigem Sphärosiderit in solcher Menge, dass dieselben als Eisenerz ausgebeutet werden. Auch Kupfererze (Malachit, Lasur, Kupferkies, Buntkupfererz) treten in dem Rotliegenden und zwar in Form von Imprägnationen namentlich bei Sangerhausen, als Sanderze im Weißliegenden, ferner an zahlreichen Stellen des nördlichen Böhmens auf, wo sie z. B. bei Böhmischbrod, Hohenelbe und Radowenz in bestimmten Sandsteinzonen konzentriert sind und Calamiten-Steinkerne mprägnieren und inkrustieren.

Paläontologischer Charakter. Die verhältnismäßig formenarme Fauna und Flora des Rotliegenden hat sich einen ausgesprochen paläozoischen Charakter bewahrt, schließt sich auf das engste an jene des karbonischen Zeitalters an und repräsentiert gewissermaßen die letzten Reste und Nachzügler der dahinschwindenden paläozoischen organischen Welt. Die Flora des Rotliegenden besteht aus Cycadeen, Coniferen und Calamiten, namentlich aber Farnen. Unter diesen sind die Geschlechter Calamites (mit dem charakteristischen C. gigas Brongn.), Annularia, Asterophyllites, Sphenopteris (S. Naumanni, S. erosa, S. germanica), Neuropteris, Callipteris (C. conferta, Fig. 287, C. praelongata, C. catadroma), Callipteridium (C. gigas), Taeniopteris (T. multinerva, T. abnormis), Alethopteris, Odontopteris durch ziemlich zahlreiche Arten vertreten, auch die Gattung Pecopteris (P. arborescens Brongn.) ist weit verbreitet. Dahingegen sind Lepidodendron, Sigillaria und Stigmaria, so massenhaft in der karbonischen Periode, nur noch durch einige wenige seltene Arten vertreten. Auch Spenophyllum kommt nur noch selten vor. Die Stämme der baumartigen Farne dieses Zeitalters sind durch Verkieselung z. T. in großer Schönheit erhalten. Hierher gehört Psaronius und Tubicaulis. Ersterer zeigt im Querschnitte (Fig. 288) die mittelständige Achse durchzogen von bandförmigen, meist nach innen gefalteten Gefäßbündeln und umgeben von einer Schicht Nebenwurzeln, zwischen welchen die Blattstengel hervortreten. Neben diesen Farnstrünken finden sich auch verkieselte Coniferen-Stammstücke von bis über einen Meter Durchmesser. Namentlich sind die Gegenden von Flöha, Chemnitz in Sachsen, von Radowenz in Böhmen und der Kyffhäuser reich an solchen

verkieselten Stämmen (Araucarioxylon). Eine große Bedeutung erlangen durch ihre Häufigkeit und Verbreitung die Zweige einer Conifere Walchia (Fig. 289) (W. pinnata Gutb. — W. filiciformis Schloth. sp. — W. piniformis Schloth. sp.) mit pfriemenförmigen, linealen, gekielten Blättern.

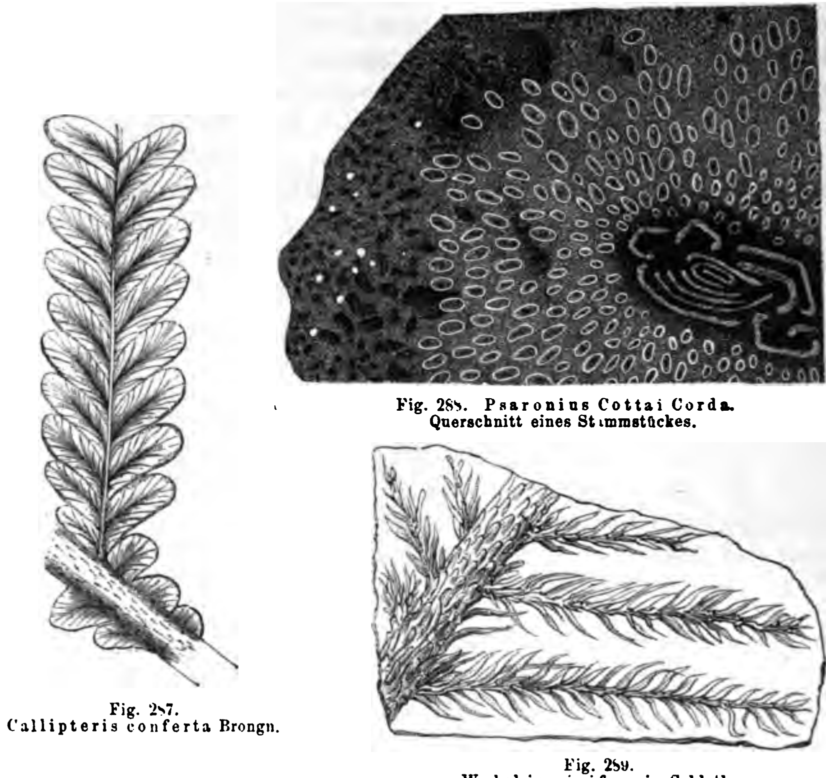


Fig. 288. Psaronius Cottai Corda. Querschnitt eines Stammstückes.

Fig. 287. Callipteris conferta Brongn.

Fig. 289. Walchia piniformis Schloth.

Die Cycadeen sind durch die Gattungen Pterophyllum und Medullosa (M. stellata), namentlich aber durch mehrere häufige und weitverbreitete Arten von Cordaites vertreten.

Die Fauna des Rotliegenden beschränkt sich naturgemäß auf Bewohner des Landes und des Süßwassers. Als solche sind zu nennen von Muscheln: Anthracosia, von Insekten die Reste von Schaben (Blattina und Etoblattina; Weißig), cyprisartige Schalenkrebse (Estheria), namentlich aber von Fischen die heterocerkalen, kleinschuppigen Ganoiden, vertreten durch Palaeoniscus (vratislaviensis F. Röm.), Amblypterus (macropterus Ag.) und Acanthodes (gracilis F. Röm.), sowie Süßwasserhaie (Xenacanthus Decheni Beyr.).

Eine große Bedeutung erlangen die Stegocephalen oder Labyrinthodonten (vergl. S. 481) im mittleren Rotliegenden Deutschlands. Wenn

dieselben auch keine allgemeine Verbreitung besitzen, so zeichnen sie sich doch durch die große Individuenzahl aus, in welcher sie vergesellschaftet auftreten. Hierher gehört vor allem das Vorkommen von Archegosaurus

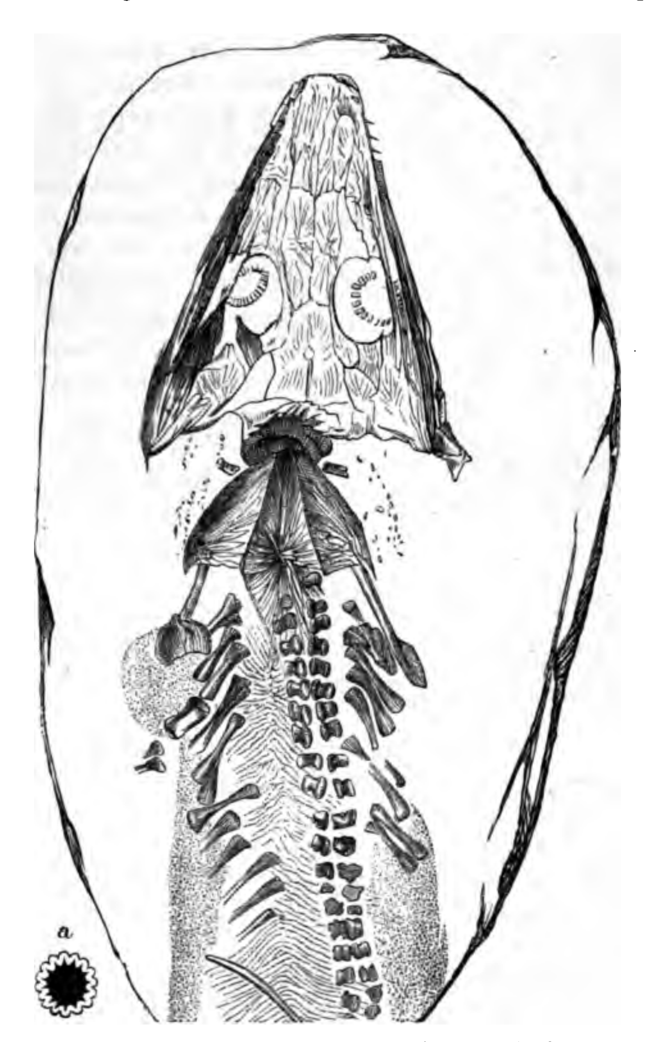


Fig. 290. Archegosaurus Decheni Goldf. (natürliche Größe).
a Querdurchschnitt durch einen Zahn, vergrößert.

Decheni Goldf. (Fig. 290) und A. latirostris Jord. in den Sphärosiderit-Nieren der Lebacher Schichten des Saarbeckens*), — dasjenige von Protriton (Branchiosaurus) petrolei Gaudry im Mittel-Rotliegenden von

---

*) H. v. Meyer. Über die Reptilien der Steinkohlenformation etc. Palaeontographica. 1857. Bd. VI.

Manebach, Oberhof (K. v. Fritsch) und Friedrichroda (E. Weiß) im Thüringer Walde, — endlich dasjenige von Branchiosaurus amblystomus Cred. (nebst Br. gracilis Cred. = Larve), Pelosaurus laticeps Cred. (Fig. 291), Archegos. Decheni Goldf., Archegos. latirostris Jord., Melanerpeton pulcherrimum A. Fr., Acanthostoma vorax Cred., Hylonomus Fritschi Gein. u. Deichm. sp., Discosaurus permianus Cred. aus einem Kalksteinflötze im mittleren Rotliegenden bei Niederhässlich im Plauenschen Grunde bei Dresden. *)

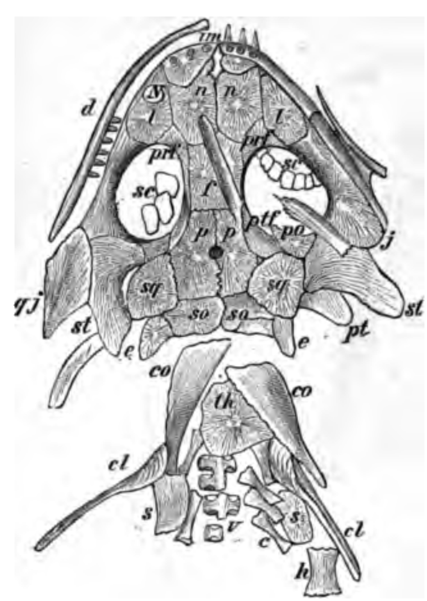


Fig. 291. Pelosaurus laticeps Credner.
d Unterkiefer, *im* Intermaxillaria, *n* Nasalia, *l* Lacrymalia, *prf* Praefrontalia, *f* Frontalia, *p* Parietalia, *ptf* Postfrontalia, *po* Postorbitalia, *qj* Quadrato-jugalia, *j* Jugalia, *st* Supratemporalia, *sq* Squamosa, *so* Supraoccipitalia, *e* Epiotica, *sc* Skleralring. — *th* Mittlere Thorakalplatte, *co* seitliche Thorakalplatten, *cl* Claviculae, *s* Scapulae, *h* Humerus. — *v* Wirbel, *c* Rippen.

Aus dem rotliegenden Kalke von Braunau in Böhmen sind von A. Fritsch beschrieben Branchios. umbrosus A. Fritsch, Melanerpeton pusillum A. Fr., Mel. pulcherrimum A. Fr., Chelydosaurus Vranyi A. Fr., — Auch Fußtapfen solcher Amphibien sind bekannt (bei Friedrichroda in Thüringen, bei Hohenelbe in Böhmen, bei Oschatz in Sachsen) und als Saurichnites beschrieben.

Gliederung. Als typisches Beispiel der Gliederung des Rotliegenden mag an dieser Stelle die in der Mansfelder Gegend und am südlichen Harzrande, dem Ausgangspunkte unserer Kenntnisse der deutschen Dyas, gültige nach Beyrich's Darstellung angeführt werden. Die betreffende Schichtenreihe zerfällt dort in drei Abteilungen:

3) Das obere Rotliegende beginnt im Mansfeldischen mit einem eckig körnigen Quarzsandsteine mit wenig, zum Teil kaolinischem Bindemittel, dem Siebigerröder Sandstein, in welchem verkieselte Coniferenstämme häufig sind. Darauf folgen 2 bis 3 m mächtige Hornquarzkonglomerate, sowie rundkörnige, dunkelrotbraune Sandsteine und über diesen Quarzporphyrkonglomerate. Überhaupt ist das Vorkommen von Porphyr- und Melaphyr-Geschieben charakteristisch für diesen Schichtenkomplex. Diesem

---

*) Herm. Credner. Die Stegocephalen (Labyrinthodonten) aus den Rotl. des Plauen'schen Grundes bei Dresden. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Teil I. 1881. S. 298; II. 1881. S. 574; III. 1882. S. 213; IV. 1883. S. 276; V. 1885. S. 694; VI. 1886. S. 576. — Geinitz und Deichmüller. Nachträge zur Dyas. Bd. II. 1882; Bd. III. 1884.

Niveau gehören auch die in der Nähe von Mansfeld anstehenden Melaphyre und Melaphyrmandelsteine an.

Am südlichen Harzrande wird das obere Rotliegende namentlich von Porphyr- und Porphyrittuffen und -konglomeraten, fleckigen Sandsteinen und schließlich den Walkenrieder Sanden gebildet. Letztere, lichte, lose Sande oder lockere Sandsteine, sind ein Äquivalent des Weißliegenden der Mansfelder Gegend und Hessens, welches als ein durch Auslaugung entfärbtes oberes Rotliegendes aufgefasst werden muss. Dasselbe enthält nach seiner oberen Grenze zu z. B. bei Sangerhausen Imprägnationen von Kupfererzen, die sogenannten Sanderze. Mit diesem dem Rotliegenden angehörigen Weißliegenden darf, wie dies oft geschehen, eine Zone von ebenfalls weißen, kalkreichen, stellenweise marine Reste führenden Konglomeraten nicht verwechselt werden, welche, von Beyrich Zechsteinkonglomerat genannt, z. B. bei Appenrode am Harze und bei Gera auf dem echten Weißliegenden auflagert, der Zechsteinformation angehört und z. B. am südlichen Harzrande die direkte Unterlage des Kupferschiefers bildet.

2) Das mittlere Rotliegende, vorwaltend rote Schieferletten und Thone und schieferige, sowie feste, feinkörnige Feldspatsandsteine mit 3 bis über 6 m mächtigen Bänken der für dieses Niveau höchst charakteristischen Quarzit-(Hornqarz-)konglomerate, ferner mit zwei im Durchschnitt metermächtigen Bänken von thonigem, knolligem Kalksteine. Erstere bestehen aus nuss- bis über kopfgroßen, oft vollkommen kugelrunden Geschieben, einem dichten, ungemein festen Quarzite von splitterigem Bruche und grauer Farbe, welche von einem rotbraunen, thonig-sandigen Bindemittel zusammengehalten werden. Am Südrande des Harzes wird das mittlere Rotliegende wesentlich aus Sandsteinen und Schieferletten mit zwischengelagerten Thonsteinen und Kalksteinen zusammengesetzt. Während ihrer Bildung erfolgten Eruptionen von Melaphyr und Porphyrit.

1) Das untere Rotliegende; es überlagert die silurischen Schiefer des Harzes diskordant und beginnt im Mansfeldischen bei Grillenberg mit einem Schichtensystem von schieferigen Sandsteinen, feinkörnigen Konglomeraten, Schieferletten und dünnen Lagen von Brandschiefern. Letztere führen Neuropteris, Pecopteris, Cordaites, Stigmaria. Darauf folgen dünnschichtige, etwa 20 m mächtige graue, rotbraun punktierte Sandsteine mit roten Schieferletten und kleinkörnigen Konglomeraten. In der Gegend von Ilfeld besteht das untere Rotliegende aus groben Konglomeraten, deren Gerölle aus dem Harze stammen und auf welche Sandsteine und Schieferthone mit einem etwa 1,5 m mächtigen Kohlenflötze und auf diese Konglomerate von kleinen, eckigen hercynischen Trümmern folgen. (Liegende Konglomerate, mittlere kohlenführende Schichten und hangende Konglomerate.) Neuerdings sind die steinkohlenführenden Schichten von Ilfeld und Grillenberg auch wohl wieder zum Karbon gerechnet worden (Weiß, Sterzel).

Im **Saar-Rheingebiete** schließt sich das Rotliegende eng an die obere Steinkohlenformation (die Ottweiler Schichten) an, und gliedert sich nach E. Weiß wie folgt:

3) Oberes Rotliegendes, postporphyrisch, deshalb zum großen Teile aus den zerstörten Eruptionsprodukten der vorhergehenden Zeitabschnitte zusammengesetzt, und wesentlich aus lebhaft rot gefärbten Konglomeraten bestehend, welche versteinerungsleer zu sein scheinen.

2) Mittleres Rotliegendes, Lebacher Schichten, beginnend mit einem 0,12 bis 0,25 m mächtigen Kohlenflötz mit einem Dache von Kieselkalk, dieser mit Acanthodes und Xenacanthus. Darüber liegen Schieferthone mit den Lebacher Thoneisensteinnieren mit Archegosaurus, Acanthodes, Xenacanthus und Amblypterus, sowie Walchia piniformis, Callipteris conferta.

1) Unteres Rotliegendes, Cuseler Schichten, beginnend mit dem Werschweiler Kalkflötze, in welchem Callipteris conferta und Calamites gigas zuerst auftritt. In den darauf folgenden Schichten kommt eine gemischte karbonische und dyadische Flora vor, vorzüglich Callipteris conferta, Walchia piniformis und verkieselte Hölzer, — daneben Amblypterus, Anthracosia und Estheria. Mit einem 0,20 bis 0,26 m mächtigen Kohlenflötz.

Die beiden unteren Komplexe (1 u. 2) sind von Weiß als Kohlenrotliegendes zusammengefasst, von v. Dechen als flötzarmes Kohlengebirge bezeichnet worden. Während ihrer Ablagerung fanden sehr zahlreiche Eruptionen von Felsitporphyr, Melaphyr, Palatinit und Porphyrit statt, und bildeten Gänge, intrusive Lager und plattenförmige Effusionsschichten zwischen den Sedimentärgesteinen.

Das Rotliegende des **Schwarzwaldes** und zwar dasjenige der Gegend von Lahr, wird von H. Eck wie folgt gegliedert:

3) Oberes Rotliegendes: roter Granitgrus mit Knauern von Dolomit und Schnüren von Carneol; rote Schieferthone und gefleckte Sandsteine; darunter lokal Porphyragglomerate.

2) Mittleres Rotliegendes: Porphyrtuffe, Porphyrdecken, gleichalterig mit rotem Schieferthon, diese mit Gampsonyx, Estheria, Walchia piniformis.

1) Unteres Rotiegendes: lichtgraue Arkosesandsteine wechselnd mit Schieferthonen, (hieraus Calamites infractus, Neuropteris cordata, Odontopteris obtusiloba, Cordaites Roesslerianus und Ottonis).

Im **erzgebirgischen Becken** lagert das Rotliegende diskordant auf der oberen produktiven Steinkohlenformation auf und gliedert sich nach Mietzsch, Siegert und Sterzel wie folgt:

3) Obere Abteilung. Ziegelrote, oft kalkhaltige oder dolomitische Letten spielen eine wichtige Rolle, teils für sich als Schieferletten, teils als Bindemittel der Konglomerate und Sandsteine. Die Konglomerate enthalten Gerölle von Porphyren, Melaphyren und Tuffen. Einlagerungen von Eruptivgesteinen und deren Tuffen fehlen, ebenso

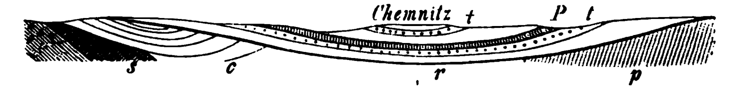


Fig. 292. Profil durch das erzgebirgische Rotliegend-Becken bei Chemnitz. Nach *Siegert*.

p erzgebirgischer Phyllit. — *s* Silur von Draisdorf. — *c* Kulm von Ebersdorf. — *r* Rotliegendes. (*P* Quarzporphyr. — *t* Tuff.)

organische Reste. Mächtigkeit bis 800 m. — Auf dieses obere Rotliegende folgen direkt die Plattendolomite des oberen Zechsteines.

2) Mittlere Abteilung. Vorherrschend braunrote Kaolinsandsteine, sowie Schieferletten und Konglomerate mit erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen. Lokal mit Kohlenflötzchen, Dolomit- und Kalkplatten. Mehrfache Ergüsse von Quarzporphyr, Melaphyr, Pechstein, sowie mehrfache mächtige Tuffeinlagerungen. Haupthorizont der verkieselten Coniferen, Psaronien, Calamiten und Medullosen. Außerdem mit Sphenopteris Naumanni Gutb., Sphen. zwickaviensis Gutb., Odontopt. gleichenoides Stur sp., Callipterid. gigas Gutb. sp., Asterotheca pinnatifida Gutb. sp., Asterotheca arborescens Schloth. sp., Taeniopteris abnormis Gutb., Calamites infractus Gutb., Calamites gigas Brongn., Annularia longifolia Brongn., Cordaites principalis Germ.. Walchia piniformis Schloth. sp., Walchia filiciformis Schloth., sp. Mächtigkeit bis 500 m.

1) Untere Abteilung. Vorherrschend grobe Konglomerate mit lokal bis metergroßen erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen, neben diesen solche von karbonischen Porphyren und Melaphyren, lokal Fragmente von Steinkohle. Mit verkieselten Araucarioxylon-Stämmen. Untergeordnet Quarzsandsteine, arkoseartige Sandsteine und z. T. kalkhaltige Schieferletten. Vereinzelte Einlagerungen von Schieferthonen und Kohlenflötzchen (sog. wildes Kohlengebirge). Namentlich letzteres mit Sphenopteris fasciculata Gutb., Sphenopteris punctulata Naum., Odontopteris obtusa Brongn., Odontopteris gleichenoides Stur sp., Callipteridium gigas Gutb. sp., Cordaites principalis Germ. sp., Walchia piniformis Schloth., Araucarioxylon.

Die untere und mittlere Abteilung des Rotliegenden im erzgebirgischen Becken gehören dem Mittel-Rotliegenden an, entsprechen also den Lebacher Schichten des Saargebietes. Gleiches gilt von den an Pflanzen- und Tierresten reichen Rotliegend-Ablagerungen von Saalhausen bei Oschatz, Weißig bei Pillnitz, Wünschendorf in Schlesien, Crock in Thüringen und von Plauen bei Dresden (hier mit der oben aufgezählten reichen Stegocephalen-Fauna).

Gesteinseruptionen während der Ablagerung des Rotliegenden. Zwischen den beschriebenen sedimentären Gesteinen des Rotliegenden und sehr zahlreichen Einlagerungen und Durchbrüchen von Eruptivgesteinen herrscht eine so innige Verknüpfung, dass die Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung fraglos ist. Die Gesteine, welche während der Bildung des Rotliegenden, begleitet von Sand- und Aschenauswürfen, in glutflüssigem Zustande die bereits abgelagerten Schichten durchbrachen und sich auf diesen deckenartig ausbreiteten, so dass sie heute als mehr oder weniger mächtige

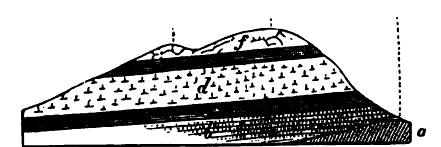


Fig. 293. Profil durch die Einlagerungen von Eruptivgesteinen im Kohlen-Rotliegenden von Ilfeld. Nach *Naumann*.
a Hercynische Silurschiefer. — *b* Unteres kohlenführendes Rotliegendes. — *c* Mittleres Rotliegendes (Schieferletten und Sandsteine). — *d* Melaphyr. — *e* Thonstein. — *f* Porphyrit.

sehr häufig von neuem durch nur wenig jüngere Eruptivgesteine durchbrochene Zwischenlager erscheinen, sind Quarzporphyre, Granitporphyre, Palatinite, Porphyrite und Melaphyre. Der Quarzporphyr ist durch eine große Reihe von Varietäten vertreten, welche in der Farbe der Grundmasse und den Krystallausscheidungen, in der Häufigkeit oder Seltenheit der letzteren, in der Struktur der Grundmasse und dem Vorkommen von accessorischen Gemengteilen begründet sind.*) Sie treten in dem Rotliegenden wie sämtliche übrige hierher gehörige Eruptivgesteine

*) Vergl. H. Rosenbusch. Mikrosk. Pysiographie d. mass. Gesteine. 2. Aufl. Stuttgart 1886. S. 349.

entweder gangförmig oder, und zwar gewöhnlich, lagerartig auf. So war der Thüringer Wald im Beginn der permischen Periode der Schauplatz großartiger Eruptionen von Quarzporphyren, welche das Rotliegende an sehr vielen Stellen sowohl in einzelnen Kuppen, wie langen mächtigen Zügen durchsetzen. In dieselbe Zeit fällt der Ausbruch der Quarzporphyre, in welche sich das Saale-Thal bei Halle eingeschnitten hat; ferner derer, welche am Knollen bei Lauterberg und am Rabensberge bei Sachsa als Lager im Rotliegenden auftreten. In **Sachsen** spielen dem Rotliegenden angehörige Eruptivgesteine namentlich in dem zwischen Rochlitz, Leisnig, Wurzen und Leipzig gelegenen Areale eine sehr große Rolle, so dass neben ihnen die sedimentären Gesteine ganz in den Hintergrund treten. Die Eruptionen begannen hier mit **Porphyriten** (Leisnig, Kohren, Altenburg). Darauf

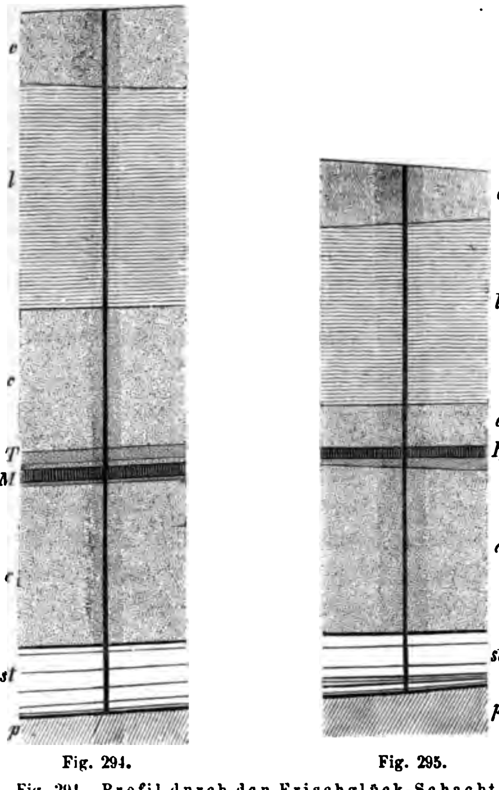


Fig. 294. Fig. 295.

Fig. 294. **Profil durch den Frischglück-Schacht** (Tiefe = 931 m).
Fig. 295. **Profil durch den Deutschland-Schacht I** (Tiefe = 691 m) **bei Lugau.** Nach *Th. Siegert.*

Rotliegendes: *c* Konglomerate, *l* Letten, *P* **Quarzporphyr**, *M* **Melaphyr**, *T* Tuff. — *st* produktive Steinkohlenformation. *p* Phyllite.

folgen, lokal durch zwischengelagerte Tuffe von einander getrennt, mindestens 4 deckenförmige Ergüsse von verschiedenen **Quarzporphyr-Varietäten**, der oberste von Pyroxen-Quarzporphyr, welcher von Pyroxen-Granitporphyr durchsetzt wird. Im erzgebirgischen Becken hingegen walten Sedimentärgesteine so vor, dass die decken- und stromförmigen Ergüsse von **Melaphyr** und **Quarzporphyr** nebst **Pechstein** nur wie dünne aber weit ausgedehnte Bänke erscheinen (Fig. 294 u. 295). Im Thüringer Walde tritt **Melaphyr**, abgesehen von einigen isolierten kleinen Kuppen und Gängen, in drei großen Gruppen am Nordabhange, am Südabfalle und am Ostrande des Gebirges auf. Der Melaphyr von Ilfeld am Harze bildet eine mächtige, dem Rotliegenden eingelagerte Platte (Fig. 293 *d*). Außerordentlich reich an

stock- und gangförmigen Durchbrüchen von Melaphyr und Melaphyrmandelstein ist das große Rotliegend-Territorium südlich vom Hunsrück. Häufiger aber noch als Gänge und Stöcke sind in diesem Gebiete außerordentlich regelmäßige und gleichförmige Zwischenlager und Decken von Melaphyr, deren Mächtigkeit zwischen wenigen und 60—70 m schwankt. Auch im Odenwalde sind Porphyre und in Schlesien Quarzporphyre und Melaphyre der Rotliegenden-Schichtenreihe plattenförmig eingeschaltet. Es ist dies z. B. bei Löwenberg, in noch großartigerem Maßstabe in dem Rotliegenden der Fall, welches, wiederum von Kreide überlagert, das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbassin ausfüllt. Das Ausgehende dieser Porphyr- und Melaphyreinlagerungen bildet einen großen nach SO geöffneten Bogen, welcher fast ununterbrochen von Schatzlar in Böhmen über Gottesberg und Waldenburg bis in die Nähe von Glatz zu verfolgen ist. In dem nordöstlichen Böhmen wiederholen sich die nämlichen Erscheinungen (siehe Fig. 296); im Jiciner Kreise treten 5 mächtige Decken übereinander, aber getrennt durch Zwischenlager von Rotliegendem auf. Auch in den kleineren Partieen von unterer Dyas, welche in der Gegend von Krakau bekannt sind, fehlen weder Porphyre, noch typische Melaphyre und Mandelsteine. Endlich fällt auch die Eruption mancher Porphyrite in die Ablagerung des Rotliegenden. Bei Ilfeld hat der Porphyrit die untere Partie des letzteren und die in demselben eingelagerten Melaphyre durchbrochen und sich in Form einer mächtigen Decke auf ihnen ausgebreitet (Fig. 293, *f*), um später vom oberen Rotliegenden überlagert zu werden. Ähnliches gilt von den Porphyriten von Leisnig und Kohren im Leipziger Kreise (s. S. 518).



Fig. 296. Melaphyrgang, sich nach oben deckenförmig ausbreitend. Bei Zderetz in Nordböhmen. Nach v. *Hochstetter*.

Während der Eruption der Quarzporphyre und Melaphyre kamen nicht selten Breccien dadurch zur Ausbildung, dass bereits erstarrte Gesteinsmassen von nachdringendem Materiale zerstückelt und verkittet wurden. Solche Melaphyr- und Porphyrbreccien sind namentlich im Thüringer Walde z. B. in der Umgegend von Friedrichroda verbreitet. Ferner gingen mit den Durchbrüchen der genannten echten Eruptivgesteine Aschen- und Sandauswürfe Hand in Hand und lieferten das Material der Porphyrtuffe, welche in der Schichtenreihe des Rotliegenden eine so wichtige Rolle spielen. Diese Tuffe (Krystalltuffe, sandsteinartige Tuffe, Schlackentuffe und erdige oder silifizierte Thonsteine) sind zum großen Teil sehr deutlich und dünn geschichtet, umfassen nicht selten organische Reste, namentlich Abdrücke von Farnen, Calamarien und Cycadeen und verkieselte Farn-

und Coniferenstämme. Eine Hauptablagerung der Porphyrtuffe gehört dem Rotliegenden des erzgebirgischen Bassins und des südlichen Teiles des Leipziger Kreises an. Der Zeisigwald bei Chemnitz und der Rochlitzer Berg sind vulkanische Schuttkegel im Rotliegenden. Auch die Eruption der Melaphyre und Porphyrite hat zu Tuffbildungen Veranlassung gegeben (so bei Ilfeld und Leisnig).

Höchst instruktiv sind die Verhältnisse, unter welchen Bomben von Melaphyr mit löcherig-narbiger Oberfläche und blasig-schlackiger Struktur zwischen den Sandsteinen des oberen Rotliegenden von Mansfeld in der Nähe des Rittergutes Rödchen auftreten. Sie liegen entweder ziemlich isoliert, oder eng aneinander gedrängt und dann ein ursprünglich loses Haufwerk darstellend, in einem feinkörnigen, rotbraunen Sandsteine (Fig. 297) dessen Gesteinsmasse die Zwischenräume zwischen den einzelnen Melaphyrbruchstücken ausfüllt und diese als Cement zu einem Melaphyrkonglomerate verbindet. Kaum kann es fraglich sein, dass diese bei der Eruption von größeren zusammenhängenden Melaphyrmassen emporgeschleuderten Melaphyrbomben in die seichten Gewässer fielen, auf deren Grunde das Material des Rotliegenden zur Ablagerung gelangte, wo sie sich mit diesem letzteren mengte. Die beschriebenen Verhältnisse erinnern auf das lebhafteste an gewisse Aufschlüsse am Fuße des Roderberg-Vulkanes oberhalb Bonn, wo in ganz analoger Weise Bomben und Lapilli von rezenter Lava zwischen geschichtetem Rheinsande und Geröllen auftreten. Ähnliche permische Melaphyrschlacken sind vom Gottlob und Sperweg bei Friedrichroda im Thüringer Walde, sowie im nördlichen Böhmen in der Nähe der dort auftretenden Melaphyre bekannt, solche von Porphyr bei Rochlitz und solche von Porphyrit südlich von Leisnig in Sachsen verbreitet.

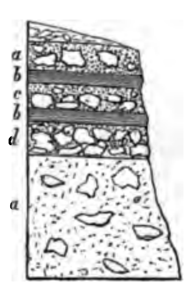


Fig. 297. Profil zwischen Rödchen und Leimbach unweit Mansfeld. (*H. Crd.*)

a Rotbrauner, lockerer Sandstein mit einzelnen Melaphyrauswürflingen. — *b* Dünngeschichteter Sandstein ohne solche. — *c* Sandstein mit viel Bomben. — *d* Haufwerk von Auswürfligen; zusammen etwa 10 m mächtig.

An den eben erst emporgestiegenen Porphyren und Melaphyren fanden die Gewässer der permischen Periode Gelegenheit zur Ausübung ihrer zerstörenden Thätigkeit. Ihre zu Geröll abgerundeten Bruchstücke und Auswürflinge lieferten ein Hauptmaterial gewisser Konglomerate des Rotliegenden, welche sie oft ausschließlich zusammensetzen und die dann Porphyr- und Melaphyrkonglomerate genannt werden (im Oschatz-Frohburger Distrikt, im Döhlener Becken in Sachsen, am südlichen Harzrande bei Georgenthal in Thüringen).

Die Eruptivgesteine des Rotliegenden sind nicht selten das Muttergestein wertvoller Erzlagerstätten geworden. Besonders bemerkenswert sind die Vorkommen von Manganerzen, welche sich in ganz ähn-

licher Weise im Thüringer Walde und am Harz wiederholen.*) Die thüringische Hauptfundstelle derselben ist die Umgebung von Elgersburg, wo Pyrolusit und Psilomelan als Ausfüllung von bis zu 5 m mächtigen Spalten im Porphyr aufsetzen. Minder bedeutend sind die dem vorigen analoge Vorkommen des Braunsteins am Örenstock bei Ilmenau und am Gottlob bei Friedrichroda, nur dass hier einzelne der Gänge im Melaphyr brechen. War das vorherrschende Manganerz Thüringens Pyrolusit und Psilomelan, so führen die im Porphyrite bei Ilfeld am Harz aufsetzenden Braunsteingänge Manganit, zum Teil in den ausgezeichneten Krystallen, welche jene Fundstelle so berühmt gemacht haben. — In den Sandsteinen und Schiefern, Hornsteinen und Konglomeraten des Rotliegenden der Pfalz und den sie durchbrochen habenden Melaphyren und Porphyren setzen Quecksilbererze zum Teil in Gangform, zum Teil als Imprägnation des Nebengesteines auf. Die Ausfüllung dieser Gänge besteht dort vorwaltend aus Letten, in welchen die Quecksilbererze, nämlich gediegenes Quecksilber, Amalgam und Quecksilberhornerz, vorzüglich aber Zinnober in Schnüren, Adern und Drusen eingesprengt sind. Stellenweise ist das Nebengestein dieser Gänge und zwar namentlich des Hornsteines und Sandsteines bis auf mehrere Lachter Entfernung von zarten Adern und feinen Einsprenglingen derselben Erze durchdrungen, ebenso sind die benachbarten Kluftwände von solchen überzogen.

2. Die Zechstein-Formation.

Die Zechstein-Formation bildet die obere Abteilung der Dyas Deutschlands und ist in den Distrikten ihrer vollständigen Ausbildung, und zwar typisch am südlichen Harzrande und in der Mansfelder Gegend, sowie in Ostthüringen mehr oder weniger deutlich aus folgenden Gliedern aufgebaut, deren Mächtigkeit freilich lokal sehr schwankt:

a) Zechsteinkonglomerat Beyrich's. Diese 1 bis 2 m mächtigen Schichten sind entweder kalkige Sandsteine, weißgraue Letten oder kalkige hellgraue grandige Konglomerate. Letztere bestehen aus Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer und Quarz, welche durch ein kalkiges Bindemittel zusammengehalten werden. In der Gegend von Gera kommen in dieser Zone, dem konglomeratartigen Zechstein (Liebe) die Reste von Rhynchonella Geinitziana Vern., Productus Cancrini Vern. und Lingula Credneri Gein. vor.

Wie bereits oben angedeutet, ist das Zechsteinkonglomerat öfters identifiziert worden mit dem Weißliegenden, z. B. Mansfelds. Hier fehlt ersteres jedoch fast vollständig und tritt erst weiter im Osten zwischen Sangerhausen und Steina als stete Unterlage des Kupferschiefers auf, während es die

*) Heinr. Crd. Geogn. Verh. des Thüringer Waldes u. Harzes. Gotha 1843. S. 130.

weißen Konglomerate und Sande des Rotliegenden (Walkenrieder Sande und Weißliegendes) überlagert.

b) Kupferschiefer, ein schwarzer bituminöser Mergelschiefer von etwa 0,6 m Mächtigkeit, der sich durch drei Eigenschaften ganz besonders auszeichnet, seinen Bitumengehalt, seine Erzführung und seinen Reichtum an Fischresten. Die Erzführung beschränkt sich jedoch im wesentlichen auf die unterste etwa 0,1 m mächtige Lage, den eigentlichen Kupferschiefer. Dieser enthält dann außerordentlich feine, staubartige Partikelchen von Kupfererzen (Kupferkies, Buntkupferkies, Kupferglanz, Kupferindig und gediegen Kupfer), sowie Bleiglanz, Schwefelkies, Kupfernickel und endlich gediegen Silber eingesprengt. Wo dieser Erzgehalt einigermaßen beträchtlich ist, wie dies am südlichen Harzrande im Mansfeldischen*), sowie bei Riechelsdorf in Hessen und bei Saalfeld in Thüringen der Fall ist, werden diese Kupferschiefer abgebaut und verhüttet. In erstgenanntem Distrikte sind sie trotz der geringen Mächtigkeit der schmelzwürdigen Lage und trotzdem sie nur 2 bis 3 Prozent Kupfer mit 250 g Silber auf 50 kg Kupfer führen, das Objekt einer der großartigsten berg- und hüttenmännischen Unternehmungen Deutschlands geworden, welche etwa 15000 Arbeiter beschäftigt und 1882 eine Ausbeute von 235092 Centn. (= 11754600 kg) Kupfer und 62700 kg Feinsilber erzielte. Wenn man sich die Gesamtproduktion des Mansfelder Bergbaues in eine Masse vereinigt denkt, so würde dieselbe einen Kupferwürfel von 36 und einen Silberwürfel von 5,5 m bilden. Eine derartige Erzführung erstreckt sich freilich nicht auf die ganze Ausdehnung des Kupferschiefers, beschränkt sich vielmehr bis auf wenige Ausnahmen namentlich auf den Südrand des Harzes und die beiden obengenannten Punkte.

Der Kupferschiefer ist lokal reich an Resten von heterocerkalen, kleinschuppigen Ganoidfischen und zwar von Palaeoniscus Freieslebeni Ag. (Fig. 298), Platysomus gibbosus Blainv (Fig. 299) u. a.; sie führen außerdem Zweigenden, Früchte und Blätter von Ullmannia Bronni Göpp. (Fig. 300) und von Voltzia Liebeana Gein. sowie zahlreiche Algen. Aus ihnen endlich stammen auch die wenigen und unvollständigen Exemplare von Proterosaurus Speneri Meyer. Das Kupferschieferflötz besitzt trotz seiner geringen Mächtigkeit eine außerordentlich stetige und weite Verbreitung. Im Mansfeldischen umgiebt es völlig wie ein Kleid, durch Lagerungsstörungen in mannigfachen Faltenwurf gebracht, das Rotliegende, umgürtet in größter Regelmäßigkeit die Abfälle des Harzes, des Thüringer Waldes und erscheint unterhalb der jüngeren Formation Hessens und der Gegend von Osnabrück und Ibbenbühren an der Oberfläche. Zur

*) Schrader. Der Mansfelder Kupferschieferbergbau. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütt.- und Salinen-Wesen im preuß. St. Bd. XVII. 1869. S. 251.

Deutung des Metallgehaltes der Kupferschiefer lässt sich, wie bereits S. 277 erläutert, annehmen, dass die Ablagerung der letzteren in einem wenig tiefen Seebecken stattgefunden hat, dessen Gewässern durch Mineralquellen

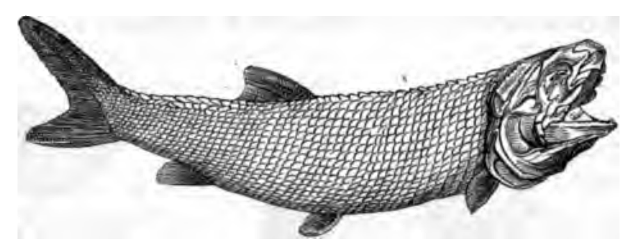


Fig. 298. Palaeoniscus Freieslebeni Agass.

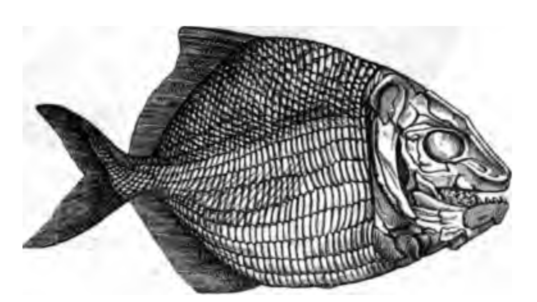


Fig. 299. Platysomus striatus Agass.

Metallsalzsolutionen zugeführt wurden, was den Tod der zahlreichen Bewohner dieses Beckens, nämlich der Fische, zur Folge hatte. Die Zersetzung dieser letzteren bewirkte eine Reduktion der Metallsalze zu Schwefelmetallen und einen Niederschlag derselben in dem sich ablagernden, schlammigen Bodensatze der Gewässer, aus welchem durch Verhärtung erzführende Kupferschiefer hervorgingen.

Bei Frankenberg in Hessen ist der Kupferschiefer durch einen grauen, kalkhaltigen, thonigen Letten, das Kupferlettenflötz, vertreten, dessen Erzgehalt an Pflanzenreste (in Kupferglanz vererzte Ullmannien-Reste oder Frankenberger Kornähren) gebunden ist.

c) Zechstein, ein thonhaltiger, deutlich und dünn geschichteter grauer, dichter, fester Kalkstein von gewöhnlich 5 bis 10, ausnahmsweise 30 m Mächtigkeit. Er ist es, welcher die Hauptmasse der marinen Tierreste der permischen Periode umschließt. Jedoch ist diese Fauna viel ärmlicher überliefert, als diejenige früherer Zeitalter. So sind denn die Reste von Protozoën (z. B. Nodosaria) und von Echinodermen außerordentlich sparsam (Cyathocrinus und Eocidaris). Etwas reichlicher ist die Vertretung der Korallen durch einige Zoantharia tabulata (Calamopora und Stenopora), also paläozoische Formen; verhältnismäßig stark sind die Bryozoën

in Fenestella entwickelt. Fenestella retiformis Schloth. (Fig. 301) ist ein treffliches Leitfossil des Zechsteines. Von allen niederen Tieren aber herrschen die Brachiopoden weit vor allen übrigen vor und liefern die charakteristischsten und weitest verbreiteten Zechsteinformen. Hierher gehören Productus horridus Sow. (Fig. 302), Spirifer undulatus Sow.

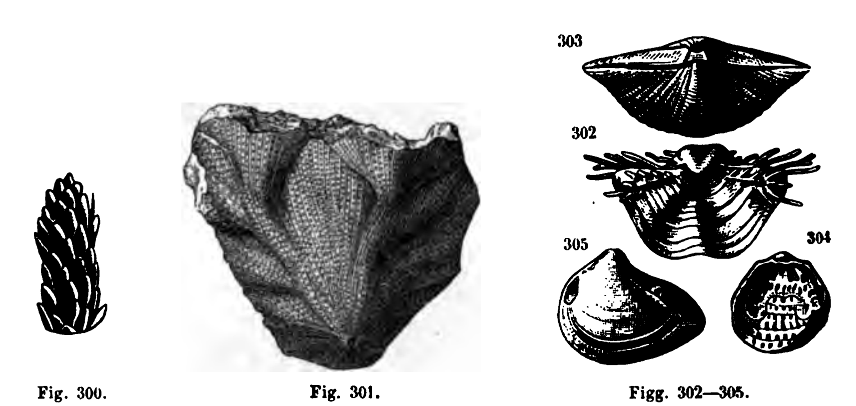


Fig. 300. Fig. 301. Figg. 302—305.

F. 300. Zweigende von Ullmannia Bronni Göpp. — Fig. 301. Fenestella retiformis Schloth. — Fig. 302. Productus horridus Sow. — Fig. 303. Spirifer undulatus Sow. — Fig. 304. Strophalosia Morrisiana King. — Fig. 305. Schizodus obscurus Sow.

(Fig. 303), Strophalosia Morrisiana King (Fig. 304), die Rhynchonella-ähnliche Camarophoria Schlotheimi Buch, Terebratula elongata Schloth. und endlich Lingula Credneri Gein.

Die Zweischaler (Pelecypoda) erreichen in der postkarbonischen Periode im Vergleich mit den übrigen Vertretern der Tierwelt bereits eine größere Wichtigkeit als in früheren Zeitaltern, neigen sich in ihrem allgemeinen Charakter mehr nach den mesozoischen Zweischalern hin und gehören vorzugsweise den Geschlechtern Mytilus, Pecten, Arca, Gervillia, Leda, Allorisma und Schizodus, einem Vorläufer der Trigonien, endlich Prospondylus, dem Vorfahr der Spondyliden, an. Zu den gewöhnlichsten organischen Resten des Zechsteines sind Schizodus obscurus Sow. (Fig. 305), Avicula speluncaria Schloth., Arca striata Schloth., Mytilus Hausmanni Goldf., Pecten pusillus Schloth., Gervillia ceratophaga Schloth. zu zählen.

Die Gasteropoden sind in der Zechsteingruppe nur durch wenige Gattungen (namentlich Turbo, Pleurotomaria, Loxonema, Natica, Dentalium) und etwa 20 Arten, sowie durch spärliche, unansehnliche und kleine Individuen vertreten. Gleichzeitig verschwinden die in der karbonischen Periode noch so reichlichen Cephalopoden fast vollständig, so dass man bis jetzt nur zwei Repräsentanten derselben in dem deutschen Zechstein und nur wenig mehr Arten in dem amerikanischen und russi-

schen Perm kennt, welche den Gattungen Nautilus, Orthoceras und Cyrtoceras angehören. Die Trilobiten, deren nahes Erlöschen in dem karbonischen Zeitalter bereits vorbereitet wurde, sind in der darauf folgenden, also permischen Periode gänzlich ausgestorben. Gerade diese Armut an Cephalopoden, sowie das vollständige Fehlen der Trilobiten sind wohl mit die hervorstechendsten Eigentümlichkeiten der Zechsteinfauna.

Für die unteren Lagen des Zechsteins ist vor allen Productus horridus Sow. und Spirifer undulatus Sow. charakteristisch, — für seine oberen Fenestella retiformis Schloth., Schizodus obscurus Sow., Gervillia ceratophaga Schloth., Avicula speluncaria Schloth., Pecten pusillus Schloth., Terebratula elongata Schloth., Camarophoria Schlotheimi Buch, Strophalosia Goldfussi Münst. bezeichnend.

Im Mansfeldischen liegt zwischen Kupferschiefer und Zechstein ein etwa einen Meter mächtiger, blaugrauer dünnplattiger, mergeliger Kalkstein, welcher dort Dachklotz und Fäule genannt wird.

d) Rauchwacke und Asche, 2 bis 20 m. Erstere, ein krystallinisch körniger Dolomit von grauer, ins Gelbe und Braune verlaufender Farbe, oft porös und drusig, fühlt sich rauh und scharf an und ist häufig von Spalten und Rissen, sowie von Höhlen durchzogen, welche nicht selten untereinander zusammenhängen (bei Liebenstein und Altenstein im Thüringer Walde). Sie führt Aucella Hausmanni Goldf., Gervillia ceratophaga Schloth., Schizodus obscurus Sow. u. a. An manchen Punkten, so bei Camsdorf in Thüringen, wird die Rauchwacke durch einen porösen, außerordentlich eisenreichen Kalkstein vertreten, in dessen zahlreichen Drusen und Klüften Aragonit auskrystallisiert ist. Die Asche ist ein feinsandiger staubartiger Dolomit, ein loses, zerreibliches Aggregat von kleinen Dolomitkryställchen, gewöhnlich bitumenreich und dunkelbraun gefärbt.

e) Anhydrit, Gyps, Steinsalz, Mergel, Plattendolomit, Stinkschiefer und Stinkkalk in nicht konstanter Aufeinanderfolge, zum Teil mit Zwischenlagerungen der eben beschriebenen Rauchwacke und Asche. Das Hauptglied der oberen Abteilung der Zechsteingruppe bildet gewöhnlich ein feinkörniger bis dichter, weißer oder grauer Gyps, welcher nur undeutlich oder gar nicht geschichtet, aber vielfältig zerklüftet, ausgenagt und zerrissen ist (Fig. 306). Seine bedeutenderen Ablagerungen umschließen, so bei Sangerhausen, Ellrich, Stollberg u. a. O., Höhlen, sog. Gypsschlotten, welche der Auflösung und Wegführung des Gypses durch Gewässer ihren Ursprung verdanken (siehe S. 206 und 230). Brechen die Decken solcher nahe der Erdoberfläche gelegenen Schlotten zusammen, so bilden sich Erdfälle (siehe S. 231). Nach der Tiefe zu geht der Gyps häufig in Anhydrit über, aus welchem er durch Aufnahme von Wasser entstanden ist (siehe S. 209), und wird meistenteils von Dolomit und Stinkkalk begleitet. Letzterer ist ein in frischem Zustande dunkel graubrauner,

auf den Verwitterungsflächen grauer oder gelber, zerklüfteter, zuweilen breccienartiger Kalkstein, der innig von Bitumen durchdrungen ist und beim Zerschlagen und Ritzen einen stinkenden Geruch entwickelt. Zuweilen

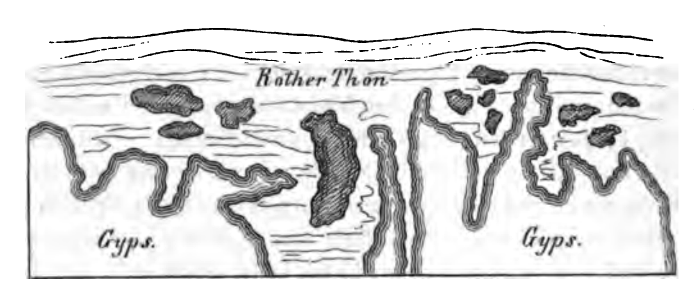


Fig. 306. Gypsstöcke und -klötze im roten Thone der oberen Zechsteingruppe, an der Diebskammer unfern Eisleben.

wird derselbe durch einen beträchtlichen Gehalt an Thon zu mergeligen Schieferletten, welche dann nicht selten Nieren von Gyps umschließen.

Die beschriebenen einzelnen Glieder der Zechsteinformation sind im Mansfeldischen und am südlichen Harzrande in drei Komplexe zusammengefasst worden:

3) Die obere Zechsteinformation: g) zähe braune und blaue Letten mit unregelmäßigen Dolomiteinlagerungen; f) jüngerer Gyps (früher zur Trias gerechnet) und rote Thone.

2) Die mittlere Zechsteinformation: e) Anhydrit und älterer Gyps; d) Dolomit, Stinkstein, Stinkschiefer und Rauchwacke, die sich gegenseitig vertreten können; die Stinkschiefer mit Terebratula sufflata, Schizodus obscurus, Mytilus Hausmanni.

1) Die untere Zechsteinformation: c) Zechsteinkonglomerat des südlichen Harzrandes von Steina bis Sangerhausen und des Kyffhäusers; b) Kupferschiefer (im Mansfeldischen direkt dem Weißliegenden, also dem obersten Rotliegenden aufgelagert); a) Zechstein.

Eine ähnliche Gliederung der Zechsteinformation hat sich in anderen Gegenden Deutschlands ergeben, wie nebenstehende Tabelle zeigt.

Im südöstlichen Thüringen, namentlich im Thale der Orla ist der untere und mittlere Zechstein durch ein Bryozoën-Riff vertreten, welches aus lauter unter sich gleich hohen Tafelbergen von Dolomit besteht, die sich in langer gekrümmter Linie, entsprechend der alten Küstenlinie des Zechsteinmeeres, aneinander reihen.*) Am Aufbau dieses Dolomitriffes haben sich namentlich beteiligt die Bryozoëngattungen Acanthocladia (dubia und anceps), Fenestella (retiformis), Phyllopora (Ehrenbergi). Ihnen

*) Th. Liebe. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1857. S. 420; Erläut. zu Sekt. Neustadt a. O. Berlin 1881; Humboldt. B. II. 1883. Heft 7.

Gliederung der Zechsteinformation.
(Nach *O. Speyer.*)

	Südlicher Harzrand und Kyffhäuser nach *Beyrich* und *Mösta*	Westlicher Harzrand nach *Speyer*	Östliches Thüringen nach *Liebe*	Niederhessen nach *Mösta*	Wetterau nach *Bücking*	Spessart nach *Bücking*	Stadtberge bis Gilserberg nach *Holzapfel*	Frankenberg bis Lollar nach *Holzapfel*
Obere Zechsteinformation	Letten mit Dolomitknauern (am Südrande des Kyffhäusers auch Plattendolomit) und Gyps	Letten mit Dolomitknauern und Gyps	Obere Letten mit Gyps Plattendolomit Untere Letten mit Gyps	Obere Letten mit Gyps Plattendolomit Untere Letten mit Gyps	Rauchwacke	Rote und hellblaue Letten	Obere Konglomerate Graue u. gelbliche zersetzte Dolomite Letten mit Gyps	Obere Konglomerate Kalk- und Dolomitschichten wechselnd mit Letten (Frankenberg), z. T. mit Konglomeraten (Michelbach).
Mittlere Zechsteinformation	Stinkschiefer Hauptdolomit Rauchwacke Anhydrit (älterer Gyps) | Dolomit / Asche	Stinkschiefer | Weiße oolithische Kalke Hauptdolomit (nach oben bituminös und plattig) Rauchwacke Anhydrit (älterer Gyps)	— — Rauchwacke — (Riffazies)	— Hauptdolomit — Anhydrit (älterer Gyps) | Poröse Kalke / Asche	Rote Schieferthone mit Salzthon, nach unten bläuliche und grünlich-graue Mergel	Hauptdolomit zum Teil vertreten durch Eisenstein	Hauptdolomit (Rauchwacke) Bituminöse Kalke (Stinkkalke)	
Untere Zechsteinformation	Zechstein Kupferschiefer Zechsteinkonglomerat	Zechstein Kupferschiefer Zechsteinkonglomerat	Zechstein (Riffazies) Kupferschiefer Zechsteinkonglomerat	Zechstein Kupferschiefer —	Bläulichgrauer bis dunkler Mergel; unten dunkle Kalksteine Kupferschiefer (Haingründau) Zechsteinkonglomerat	Zechstein zum Teil vertreten durch Eisenstein Kupferletten Zechsteinkonglomerat	Konglomerate (Schloss Waldeck bis Jesberg) | Zechsteinkalk mit Lettenzwischenlagen —	—

gesellen sich als charakteristische Riffbewohner zu: Cyathocrinus ramosus, Strophalosia Goldfussi, Terebratula elongata u. a.

Der wichtigste Begleiter des Gypses ist das Steinsalz. Eine der großartigsten Lagerstätten dieses Minerals, doppelt interessant durch das Vorkommen von Kali- und Magnesia-, den sog. Abraumsalzen, ist die des Magdeburg-Halberstädter Beckens.*) Das namentlich bei Stassfurt abgebaute Salzflötz gehört der oberen Zechsteingruppe an, wird zunächst von einer 27 m mächtigen Zone von dunkelen Salzthonen, dann von Anhydrit nebst Gyps und dieser von Buntsandstein und Muschelkalk gleichförmig überlagert (Fig. 307). Die Schichtenreihe bildet eine flache

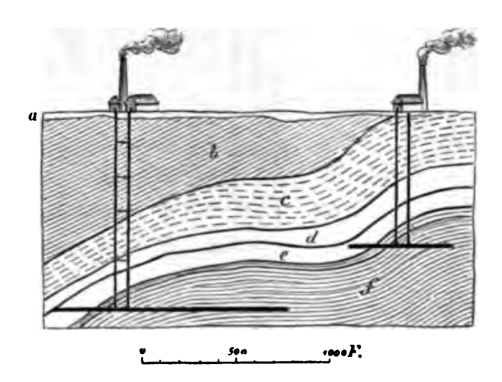


Fig. 307. Profil der Steinsalzlagerstätte von Stassfurt. Nach *Bischof*.
a Diluvium und Braunkohle. — *b* Buntsandstein. — *c* Gyps der oberen Zechsteingruppe. — *d* Salzthon. — *e* Abraumsalze (= Polyhalit-, Kieserit- u. Carnallit-Region). — *f* Steinsalz.

Mulde, deren südlichem Flügel das bei Stassfurt bergmännisch aufgeschlossene Salzlager zugehört. Seine Mächtigkeit beträgt nach einer bei Unseburg angestellten Tiefbohrung etwa 900 m. Seine untere Hauptmasse besteht aus reinem Steinsalz, welches durch dünne, vollkommen parallele Schnüre von Anhydrit in Bänke von 0,08 bis 0,16 m Stärke geteilt wird und durchweg gleichen Charakter besitzt (Anhydrit-Region des Salzlagers). Auf ihm ruht eine 66 m mächtige Schicht eines unreinen und zwar mit leicht löslichen Verbindungen, also namentlich Chlormagnesium gemengten Steinsalzes, welches von parallelen Polyhalit-Schnüren durchzogen wird (Polyhalit-Region). Darauf folgt eine 60 m mächtige Zone, in welcher neben Steinsalz und mit ihm wechsellagernd schwefelsaure Verbindungen, nämlich Kieserit in bis fußmächtigen Bänken vorwalten. In letzterem treten Nester von Sylvin auf (Kieserit-Region.) Die oberste Lage von 45 m wird durch eine Schichtenfolge zoll- bis fußstarker, bunt gefärbter Lagen von

*) F. Bischof. Die Steinsalzwerke bei Stassfurt. 2. Aufl. Halle 1875. — C. Ochsenius. Die Bildung d. Steinsalzlager unter spezieller Berücksichtigung d. Flötze von Douglashall. Halle 1877. — Precht. Die Salzindustrie von Stassfurt. Stassfurt 1885.

Steinsalz, Bittersalzen und Kalisalzen, also Kainit, Kieserit, Carnallit, Tachyhydrit gebildet, zu denen sich Knollen von dichtem, schneeweißem Boracit gesellen (Carnallit-Region). Die Grenze dieser vier Hauptabteilungen ist indess keineswegs genau zu bezeichnen, vielmehr findet zwischen ihnen ein allmählicher Übergang statt. Die Ablagerung dieser wertvollen »Abraumsalze« ist jedoch nicht auf die direkte Umgebung von Stassfurt beschränkt, sondern erstreckt sich von hier aus mit einer geringen Unterbrechung in die sog. Egeln'sche Mulde über Egeln und Douglashall in der Richtung auf Hadmersleben. In Neu-Stassfurt, im Schacht Achenbach und Ludwig II hat man über dem das Hangende des Stassfurter Salzlagers bildenden Anhydrit (*c* Fig. 307) noch ein jüngeres, 40—120 m mächtiges Steinsalzflötz angetroffen. — Bei Sperenberg südlich von Berlin hat man Steinsalz in etwa 90 m Teufe erbohrt und dasselbe in vollständiger Reinheit bis zur Tiefe von 1550 m verfolgt, ohne sein Liegendes zu erreichen.

Gangförmige Erzlagerstätten in der Zechsteingruppe. Die Schichtenreihe der Zechsteingruppe wird an zahlreichen Punkten ihres Auftretens von Klüften und Spalten, sog. Rücken durchsetzt, in welchen neben Kalkspat, Baryt und Quarz mancherlei Kupfererze, Bleiglanz, Kobalt- und Nickelerze zur Ablagerung gelangt sind. Weder die Erstreckung dieser Rücken, noch die Tiefe, bis zu welcher sie in abbauwürdiger Erzführung niedersetzen, pflegt beträchtlich zu sein, indem letztere aufhört, sowie sie nach unten das Rotliegende, nach oben den bunten Sandstein erreicht hat. Durch sie werden die Schichten der Zechsteingruppe gegeneinander verworfen und zwar gewöhnlich nur um wenige, ausnahmsweise 20, 30 oder mehr Meter. Auch mit der Erzführung der Kupferschiefer scheinen sie in einem gewissen Zusammenhange zu stehen, indem sie dieselben anzureichern pflegen (z. B. bei Camsdorf), aber auch nachteilig auf jene wirken können (so manche Rücken im Mansfeldischen). Die Kobaltgänge von Camsdorf in Thüringen und Riechelsdorf in Hessen sind Ausfüllungen solcher im Zechstein aufsetzenden Spalten. Bei Camsdorf pflegt in den unteren Teufen der dortigen Gänge, also in dem Niveau des Weißliegenden Speiskobalt, darüber in der Region des Kupferschiefers brauner und gelber Erdkobalt und endlich über diesem in dem Zechstein und Eisenkalkstein rußiger, schwarzer Erdkobalt vorzukommen, eine etagenweise Verteilung der Erze, welche als eine Folge der Zersetzung durch Atmosphärilien aufzufassen ist. Ganz ähnlicher Natur sind die Kobaltgänge von Katterfeld und Glücksbrunn. Bei Riechelsdorf führen ganz analoge Spaltenbildungen, welche in großer Anzahl das Weißliegende und den Zechstein durchsetzen, Speiskobalt, Kupfernickel, Kupferfahlerz, Kupferkies, Erdkobalt, Kobalt- und Nickelblüte. Ihr Reichtum konzentriert sich in dem Weißliegenden-Niveau und pflegt sich nach oben zu vermindern. Der Zechsteinformation gehören auch die Eisensteinlagerstätten der schmalkaldener

Gegend in Thüringen, namentlich die des Stahlberges und der Mommel an. Es sind Einlagerungen im Zechsteindolomit, welche in ihrer ganzen Erstreckung an eine große Dislokationsspalte gebunden sind, durch die der Buntsandstein in das Niveau des Zechsteines verworfen wird. Nach Bücking dürften die Eisenerze dieser Lagerstätten dadurch entstanden sein, dass auf dieser Spalte zirkulierende eisenhaltige Wasser den Zechstein in Spateisenstein und Brauneisenstein umwandelten.*)

Die Verbreitung der deutschen Dyas. Ihre typische Ausbildung hat die Dyas am Harz und in Thüringen erlangt. Sie umgürtet den westlichen, südlichen und östlichen Rand des Harzgebirges in schmalen Streifen und gewinnt nur in dem Mansfeldischen eine etwas größere Oberflächenausdehnung. Die Gypshügel, welche wie eine weiße Mauer auf der ganzen eben bezeichneten Strecke dem Harzrande parallel laufen, gehören ebenso wie die Kupferschiefer von Mansfeld der Zechsteingruppe, die kohlenführenden Schichten, die Melaphyre und Porphyre von Ilfeld dem untersten und mittleren Rotliegenden an. Dem Nordrande des Harzes gegenüber tritt das Rotliegende und der Zechstein auf Kulm aufgelagert in der Gegend von Magdeburg aus den jüngeren Formationen hervor. Von dem Südabfalle des Harzes durch die güldene Aue getrennt, erhebt sich die Dyas in dem Kyffhäuser zu einem kleinen isolierten Gebirge aus den jüngeren Formationen hervor. Noch weiter südlich besteht der Thüringer Wald zum Teil aus sedimentären und eruptiven Gesteinen der permischen Periode, nämlich aus Rotliegendem, Porphyren und Melaphyren, während sich ein Mantel von Zechstein um den ganzen Gebirgszug gelegt und noch an einer Anzahl der Dislokationen, welche diesen betroffen, teilgenommen hat. In der nordwestlichen Fortsetzung des Thüringer Waldes und in dessen Haupterhebungslinie tritt der Zechstein in der Gabel zwischen Werra und Fulda, also namentlich in der Gegend von Riechelsdorf in größerer Ausdehnung zu Tage. Auch den Ostabfall des rheinischen Schiefergebirges umzieht derselbe in einer schmalen Zone. In östlicher Richtung von Thüringen läuft ein Streifen von permischen Gebilden über Saalfeld nach Altenburg und Gera, tritt in sächsisches Gebiet über und bildet, jedoch nur durch das Rotliegende vertreten, in der erzgebirgischen Mulde eine langausgedehnte Ablagerung, auf welcher Chemnitz und Zwickau stehen. Auch um den Nordrand des sächsischen Granulitgebirges schlingt sich das Rotliegende und erstreckt sich in nördlicher Richtung, freilich zum großen Teile von Diluvium und Braunkohle überlagert und von Porphyren vertreten und durchbrochen, nördlich bis über Leipzig und östlich bis Mügeln, Oschatz und Lommatsch, bildet außerdem eine dem Elbthale parallele Mulde zwischen Dresden, Tharandt und Wilsdruff (das Döhlener oder Plauen'sche Becken), kurz hat im Königreiche Sachsen eine weite Verbreitung gefunden, während Plattendolomite

*) H. Bücking. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1882. S. 33.

des oberen Zechsteines nur an wenig Punkten (bei Crimmitzschau, Geithain und Mügeln) zur Ausbildung gelangten. Aus alledem geht hervor, dass die weite Mulde zwischen dem Harz einerseits und dem Sauerlande, Thüringer Walde, dem Vogtlande und dem Erzgebirge andererseits in fast ihrer ganzen Erstreckung von der Dyas unterteuft und saumartig eingefasst wird.

In Böhmen nimmt das Rotliegende namentlich im nordöstlichen Teile des Landes am Fuße des Iser- und Riesengebirges ein ausgedehntes Areal ein, in dessen Bereiche die Städte Trautenau, Hohenelbe, Arnau, Schatzlar, Braunau und Nachod liegen. Dem Rotliegenden sind hier rote Kalksteine mit Palaeoniscus Vratislaviensis Ag. und (ähnlich wie bei Oschatz in Sachsen) Brandschiefer mit Xenacanthus Decheni Beyr. und Acanthodes gracilis Beyr. zwischengelagert. Nördlich von Pilsen und westlich von Prag bildet das Rotliegende ein ausgedehntes Territorium, schließt sich eng an die karbonische Formation an und führt Kohlenflötze. Auch in der Grafschaft Glatz ist nur das Rotliegende und zwar als Ausfüllung der niederschlesischen Kohlenmulde vertreten, — am Nordabfalle des Riesengebirges hingegen, und zwar in der Umgebung von Löwenberg und Goldberg in Schlesien, ist nicht bloß das Rotliegende, sondern auch Kupferschiefer und Zechstein zur Entwickelung gelangt, auch am Nordrande des Lausitzer Gebirges, und zwar in der Nähe von Görlitz, tritt der Zechstein zu Tage. Bei Memel ist derselbe erbohrt worden. In Süddeutschland hat die untere Abteilung der Dyas eine ziemlich bedeutende Verbreitung. So zieht sie sich vom Thüringer Walde aus in einem schmalen, durch Überlagerung von seiten jüngerer Gebilde zerstückelten Streifen längs des Südwestrandes des Fichtelgebirges und des Böhmer Waldes bis nach Bayern hinein.. Eines der größten Rotliegenden-Territorien breitet sich südlich vom Hunsrück aus (Saar-Becken), wo es die produktive Kohlenformation überlagert, im engsten Anschluss an diese einige schwache Kohlenflötze führt, aus Konglomeraten, Sandsteinen und Schieferthonen besteht und in letzteren zahlreiche Nieren von Thoneisenstein mit Resten von Amblypterus macropterus Bronn und Archegosaurus Decheni Goldf. umschließt und vielfach von Felsitporphyren und Melaphyren durchbrochen wird. Auch im Schwarzwalde und Odenwalde sowie in den Vogesen besitzt das Rotliegende eine nicht unbeträchtliche Verbreitung, der Zechstein hingegen ist auf geringe Vorkommnisse bei Heidelberg und am östlichen Schwarzwaldrande beschränkt.

Das Perm Frankreichs. In Frankreich sind permische Gebilde namentlich in der Gegend von Autun, St. Etienne und Bert verbreitet. Hier gliedern sie sich nach Grand'Eury wie folgt:

2) Sandsteine mit Schieferthonen, Brandschiefer und Bogheadkohle von Millery (= Lebacher Schichten). Sie führen Callipteris conferta, Walchia

filiciformis und Labyrinthodonten, so Actinodon, Euchyrosaurus und Stereorhachis Gaudry*), ferner von Fischen Palaeoniscus, Acanthodes.

1) Sandsteine mit Schieferthonen und Steinkohlenflötzen. Sie führen: Sigillarien und zahlreiche andere karbonische Pflanzen, ferner Walchien, sowie Stegocephalen, so Protriton und Pleuronura Gaudry (Permo-Karbon).

Die permische Formation Englands. Die permischen Gebilde Englands und zwar namentlich Nordenglands zerfallen ganz übereinstimmend mit denen Deutschlands in zwei selbständige Formationsglieder, den Lower New Red Sandstone und den Magnesian Limestone. Ersterer, das englische Rotliegende, besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus dunkelroten, groben Sandsteinen, zuweilen mit zollgroßen Quarzrollstücken, zwischen welchen loser Sand und Schieferletten, weniger häufig auch Konglomerate, Breccien und Melaphyre eingelagert sind. Sie enthalten die Abdrücke von Landpflanzen und auch wohl schwache Kohlenflötze. Der Lower New Red Sandstone schwankt außerordentlich in seiner Mächtigkeit, welche an einigen Punkten nur wenige, an anderen 500 m beträgt, und ist auf der produktiven Kohlenformation im allgemeinen diskordant aufgelagert. Auch die Gliederung des Magnesian Limestone zeigt eine überraschende Übereinstimmung mit der des thüringischen Zechsteines und beginnt mit einem bis 1 m mächtigen bituminösen Mergelschiefer, welcher unserem Kupferschiefer entspricht und wie dieser Palaeoniscus, Platysomus und Fucoiden führt. Darauf folgt grauer oder gelber, dichter, oft bituminöser, dünn geschichteter Kalkstein (Zechstein) mit Productus horridus Sow., Spirifer undulatus Sow., Schizodus obscurus Sow. u. a., 60 bis 70 m mächtig, und darauf Dolomit, Rauchwacke und Asche mit denselben Resten, und zu oberst Dolomit, Stinkkalk, Mergel, Gyps, Letten, zum Teil mit Avicula speluncaria Schloth. und Schizodus obscurus Sow., in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 150 m.

Die permische Formation Russlands. Auch die der deutschen Dyas äquivalenten Gebilde Russlands lassen im ganzen eine Zweiteilung in eine untere, namentlich Landpflanzen führende, und eine obere Schichtengruppe mit großenteils marinen Resten nicht verkennen, trotzdem dort zwischen den Schichten mit der Flora des Rotliegenden solche mit Zechsteinfauna, und umgekehrt in dem marinen Schichtenkomplex Landpflanzen führende Sandsteine eingeschaltet vorkommen und überhaupt dort die Gesteine, welche in den übrigen europäischen Dyasterritorien fast ausschließlich der einen oder der anderen der beiden Abteilungen angehören, regellos miteinander wechsellagern.

Diese in buntem Wechsel auftretenden Gesteine der russischen permischen Formation sind Konglomerate, Sandsteine, Schieferletten.

*) A. Gaudry. Fossiles primaires. Paris 1883. S. 251.

Mergel, Kalksteine, Gyps, Steinsalz und Steinkohle, und bilden eine Schichtenreihe, welche nach ihren organischen Resten in zwei Hauptabteilungen zerfällt. Die untere derselben besteht aus roten, braunen und grauen Sandsteinen und Mergeln, daneben aus Konglomeraten und Kalksteinen, nicht selten schwachen Kohlenflötzen, und führt Tubicaulis-, Calamites- (C. gigas Bronn), Cyclopteris-, Odontopteris-, Pecopteris-, Palaeoniscus- und Saurierreste und ist demnach ein Äquivalent des Rotliegenden, umschließt jedoch auch gewisse Zonen, welche reich an Productus Cancrini Vern., also marinen Resten sind. Diese Schichtengruppe zeichnet sich besonders in ihren oberen Niveaus durch ihren Reichtum an Kupfererzen (namentlich Malachit, Kupferlasur, Volbortit) aus, welche die Bezeichnung Kupfersandstein veranlassten und als Zement des Sandsteines, in ihm fein eingesprengt, nesterförmig eingelagert, oder endlich als Versteinerungsmittel zahlreicher Pflanzenreste auftreten. Auf diese Schichtengruppe folgt eine zweite von Thonen, Kalksteinen, Mergeln, Gyps und Steinsalz. Sie führt Productus Cancrini Vern., Prod. horridus Sow., Gervillia ceratophaga Schloth., Camarophoria Schlotheimi Buch, Terebratula elongata Schloth., Lingula Credneri Gein., Strophalosia, Spirifer, Schizodus. Zwischen diesen marinen Gebilden treten jedoch einzelne Sandsteinschichten mit Neuropteris, Pecopteris, Odontopteris eingeschaltet auf, beide werden von mächtigen, versteinerungsleeren Sandsteinen, Mergeln und Kalken überlagert, so dass eine durchgreifende Parallelisierung der einzelnen Glieder des russischen Perms und der deutschen Dyas nicht thunlich ist.

Die Schichten der permischen Formation Russlands sind über ein Areal von mehr als 15 000 QMeilen verbreitet, erstrecken sich vom Fuße des Ural bis nach Moskau und bilden den größten Teil des europäischen Russlands. Sie liegen fast horizontal, nur sehr gering gegen die Mitte geneigt, so dass sie ein ungeheures, flach tellerförmiges Bassin repräsentieren.

In Kurland und Littauen tritt Zechstein, freilich gering verbreitet, in einer Fazies auf, welche sich auf das engste an die deutsche anschließt.

Von Böckh und Heer sind in Ungarn unweit Fünfkirchen pflanzenführende Sandsteinschiefer vom Alter der Zechsteinformation nachgewiesen worden.

In den tiroler Alpen ist das Perm durch mächtige rote Sandsteine und Konglomerate (Grödener Sandsteine und Verrucano) zu unterst mit Porphyren und Tuffen repräsentiert, an deren oberer Grenze lokal weiße Sandsteine mit Ullmannia und Calamiten und darüber die Bellerophon-Kalke, mit einer reichen, an die des Zechsteines erinnernden Fauna auftreten.

Die permische Formation in Nordamerika. Die permische Formation ist in Nordamerika auf den westlichen Teil dieses Kontinentes

beschränkt, tritt namentlich in Kansas und Nebraska, ferner in Neumexiko und an verschiedenen Punkten des Ostabfalles der Rocky Mountains auf, besteht vorwaltend aus Kalkstein und Mergeln und erreicht 820 m Mächtigkeit. Diese Schichten führen nur marine Reste und schließen sich auf das innigste an die karbonische Formation an, welche dort ebenfalls von marinen Kalksteinen gebildet wird, so dass man annehmen darf, dass hier eine allmähliche Verdrängung der karbonischen Meeresfauna durch eine Zechsteinfauna und ein ununterbrochener Absatz von Meeresniederschlägen, untermischt mit den Resten der absterbenden Bewohner jenes Ozeanes, stattgefunden habe. Und in der That ist keine bestimmte Grenze zwischen beiden Formationen zu ziehen, — die Landpflanzen führenden Strand- und Sumpfbildungen der produktiven Steinkohlenformation und des Rotliegenden sind hier überhaupt nicht zur Ablagerung gelangt, werden vielmehr durch marine Gebilde ersetzt (siehe S. 485). Diese letzteren führen, wie bei deren Natur als vermittelndes Glied zwischen karbonischer und permischer Schichtenreihe nicht anders zu erwarten, eine aus karbonischen und permischen Formen gemengte Fauna, und erst oberhalb dieses etwa 500 m mächtigen permo-karbonischen Komplexes hat das organische Leben rein permischen Charakter angenommen. Übrigens ist dasselbe als ein sehr artenarmes zu bezeichnen, hat jedoch nach H. B. Geinitz mit dem europäischen Zechstein und marinen Perm eine verhältnismäßig große Anzahl von charakteristischen Geschlechtern und Arten gemeinsam; so Schizodus Rossicus Vern., Avicula speluncaria Schloth., Productus Koninckianus Vern., Productus horridus Sow., Productus Cancrini Vern., Strophalosia, Camarophoria.

Auch auf Spitzbergen herrschen (nach Toula) ganz ähnliche Verhältnisse. Aus dem dortigen Permo-Karbon beschreibt Toula eine Fauna von 64 Arten, von welchen 38 als karbonische, 17 als permische Formen zu bezeichnen sind.

Rückblick auf die Entwickelung des organischen Lebens während der paläozoischen Zeitalter. Die Wurzeln des organischen Lebens, die sich tief in den ältesten Formationen zu verzweigen scheinen, sind uns verborgen, erst im Silur tritt uns dasselbe bereits zu verhältnismäßiger Fülle und Mannigfaltigkeit gelangt entgegen. Die silurischen Kontinente waren fast noch vollkommen nackt, nur das Meer barg mannigfaltigeres Leben. Seetange waren die bei weitem vorherrschenden Vertreter des Pflanzenreiches, das Festland erzeugte am Ende der Silurzeit vereinzelte Lepidodendren, — Spongien, Echinodermen (und zwar vorzugsweise Cystideen und Crinoideen), Korallen, Graptolithen, Mollusken (und zwar namentlich Brachiopoden und Cephalopoden), sowie krebsartige Gliedertiere, die Trilobiten, waren die ausschließlichen tierischen Bewohner der silurischen Ozeane. Erst nahe dem Wendepunkte zwischen Silur und Devon erstehen

in einigen Fischen die ältesten Wirbeltiere. Die devonischen Kontinente erzeugen die ersten häufigeren Landpflanzen, einige Gefäßkryptogamen und Coniferen; in den gleichalterigen Meeren erlangen die bis dahin sparsamen Fische, namentlich durch die Entwickelung der abenteuerlichen Familie der Panzerganoiden, einen größeren Formenreichtum. Während des karbonischen Zeitalters entfaltet sich die aus dem Devon überkommene Flora zu einer wunderbaren Üppigkeit, welche sich aber mehr in der Menge und Riesenhaftigkeit der Individuen als in der Mannigfaltigkeit der Formen kundgiebt, — ist sie doch noch auf Gefäßkryptogamen, wenige Coniferen und einige seltene Cycadeen beschränkt und schließt angiosperme Dikotyledonen noch vollständig aus. Dahingegen sind die karbonischen Moräste und die dschungelartigen Dickichte die Wohnstätten der ältesten luftatmenden Tiere, nämlich Amphibien und Arthropoden, — und endlich die Sümpfe und süßen Gewässer der permischen Periode die Heimat der ersten echten Saurier, formenreicher Stegocephalen und zahlreicher kleinschuppiger heterocerkaler Ganoiden. Kurz, jede der paläozoischen Perioden wird durch einen Fortschritt in der Stufenleiter des organischen Lebens gekennzeichnet, wenn sich auch noch keine zur Erzeugung von angiospermen Dikotyledonen, von Knochenfischen und warmblütigen Wirbeltieren emporzuschwingen vermochte.

Die fortschrittliche Entwickelung des organischen Lebens, welche schließlich in der Jetztwelt ihren Gipfelpunkt finden sollte, äußerte sich jedoch nicht allein im Auftreten neuer Gestalten, sondern auch gleichzeitig in dem Aussterben sich gewissermaßen überlebt habender, älterer Formen. So verschwinden am Ende der paläozoischen Zeitalter die Lepidodendren, Sigillarien, Calamiten, sowie die große Mehrzahl der Farne, welche im Devon erstehen und in der karbonischen Periode das Maximum ihrer Entwickelung erreichen, schon wieder von der Weltbühne. Die Lebensfähigkeit der Graptolithen erlischt mit dem Silur, die der Cystideen nur wenig später, die der Blastoideen und Perischoechiniden mit der karbonischen und permischen Periode. Ebenso ist die Existenz der zahlreichen Zoantharia rugosa und tabulata, sowie vieler Brachiopodengattungen, z. B. Pentamerus, Productus, Stringocephalus, Uncites, endlich diejenige der mehr als 1600 Spezies von Trilobiten ausschließlich auf das paläozoische Zeitalter beschränkt. Dasselbe gilt von den Panzerganoiden, während die heterocerkalen kleinschuppigen Ganoiden am Ende der paläozoischen Periode bis auf wenige Arten verschwinden, die erst im Beginne des mesozoischen Zeitalters aussterben.

An Stelle der mit der paläozoischen Periode erlöschenden Tiere und Pflanzen tritt eine neue, abwechselungsreichere und, in ihrer Gesamtheit aufgefasst, höher organisierte Welt. Ihr Erscheinen ist für die Erde der Beginn einer neuen, der mesozoischen Ära.

C. Die mesozoische Formationsgruppe.

Die mesozoische Formationsgruppe ist eine über 1000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden Sandsteinen, Kalksteinen, Dolomiten, Mergeln, Schieferthonen und plastischen Thonen nebst Steinkohlen, Gyps und Steinsalz, deren Ablagerung in eine Zeit fällt, in welcher die Pflanzenwelt namentlich durch gymnosperme Dikotyledonen, also Coniferen, vor allem aber durch Cycadeen und neben diesen durch Farne, — die Tierwelt durch Korallen, die dem Typus der Jetztzeit angehören, also Zoantharia eporosa und perforata, echte Seeigel, zahlreiche Gasteropoden und Zweischaler, namentlich aber durch über 4000 Spezies der höchst stehenden Mollusken, der Ammoniten und Belemniten, endlich durch Ganoiden und Knorpelfische (und zwar namentlich Hypodonten), Labyrinthodonten und echte Saurier, sowie Schildkröten repräsentiert wird. Gefäßkryptogamen, Brachiopoden, Nautileen, Crinoideen, welche während der paläozoischen Perioden den Gesamthabitus der damaligen organischen Welt bestimmten, treten stark zurück. Dahingegen fällt in die mesozoischen Zeitalter das Auftreten der ersten angiospermen Dikotyledonen und der ersten Knochenfische, Vögel und Säugetiere.

Die mesozoische Formationsgruppe zerfällt in:

3) die Kreide, 2) den Jura, 1) die Trias.

Die Trias.

Die Trias eröffnet die Reihe der mesozoischen Formationen (siehe Fig. 308), bildet also das Hangende des oberen Perm und das Liegende des unteren Jura, wo sie im Kontakte mit einem dieser beiden oder zugleich mit beiden Schichtensystemen auftritt. Diese ihre Zwischenlagerung zwischen Perm und Lias ist eines der wenigen charakteristischen Kennzeichen, welche den triadischen Gebilden aller Länder gemeinsam sind, denn fast in jedem einzelnen ihrer Bildungsräume hat sich die Trias in einer von den übrigen abweichenden Fazies entwickelt. In Deutschland gliedert sie sich scharf in zwei Sandstein- und Mergelformationen mit den Resten von Meeres- und Landbewohnern, beide getrennt durch eine Kalkformation mit einer Meeresfauna, welche sich durch Armut an Formen, aber Reichtum an Individuen auszeichnet. In England fehlt diese letztere Schichtengruppe, ebenso im Osten von Nordamerika, und endlich in den Alpen tritt uns in einer Anzahl an die paläozoische Zeit erinnernder Tiertypen und in der gleichzeitigen Entwickelung zahlreicher mesozoischer Ammonitenformen eine Fauna entgegen, wie sie in keinem der oben genannten Bildungsräume auch nur angedeutet ist, sich jedoch im Westen von Nordamerika, auf

Spitzbergen und Neuseeland, im Himalaya und in Nordasien wiederholt.

Bei dem Mangel an überall gültigen und durchgreifenden Charakteren der triadischen Gebilde erscheint es notwendig, jede einzelne Triasfazies für sich zu betrachten. Nur ganz im allgemeinen und vorläufig lässt sich über den paläontologischen Charakter der Trias folgendes sagen:

Im Beginne der Triasperiode erscheinen die ersten Equiseten, um von da an bis jetzt fortzudauern; Equisetum arenaceum Brongn. ist nicht nur über Europa, sondern auch über den Osten des nordamerikanischen Kontinentes verbreitet. Ebenso sind die Farne durch die neuen Gattungen Anomopteris, Clathropteris, Gutbiera, Sagenopteris, Danaeopsis, neben diesen aber auch noch durch karbonische Formen, z. B. Asterotheca (Peeopteris) vertreten; während jedoch in den paläozoischen Perioden Gefäßkryptogamen die Gesamtflora fast ausschließlich, wenigstens bei weitem vorwaltend ausmachten, so beginnen sie in der Trias vor der Entwickelung der Cycadeen und Coniferen stark in den Hintergrund zu treten. Von ersteren erscheinen die Gattungen Pterophyllum, Zamites, Otozamites, und Pterozamites, von letzteren die Abietiden Voltzia und Albertia.

In der triadischen Fauna spielen gewisse Crinoideen, Zweischaler, Cephalopoden, Reptilien und Fische eine hervorragende Rolle. Die massenhafte Anhäufung der Reste von Encrinus liliiformis Lam. (Fig. 315, S. 550) lässt auf eine enorme Häufigkeit dieses Crinoiden schließen, der dadurch zu einem ausgezeichneten Leitfossile der Trias wird. Ein ausschließlich triadisches Muschelgeschlecht (den Homomyariern angehörig) ist Myophoria, unter deren zahlreichen Vertretern namentlich Myoph. vulgaris Bronn durch ihre weite horizontale und vertikale Verbreitung allgemeine

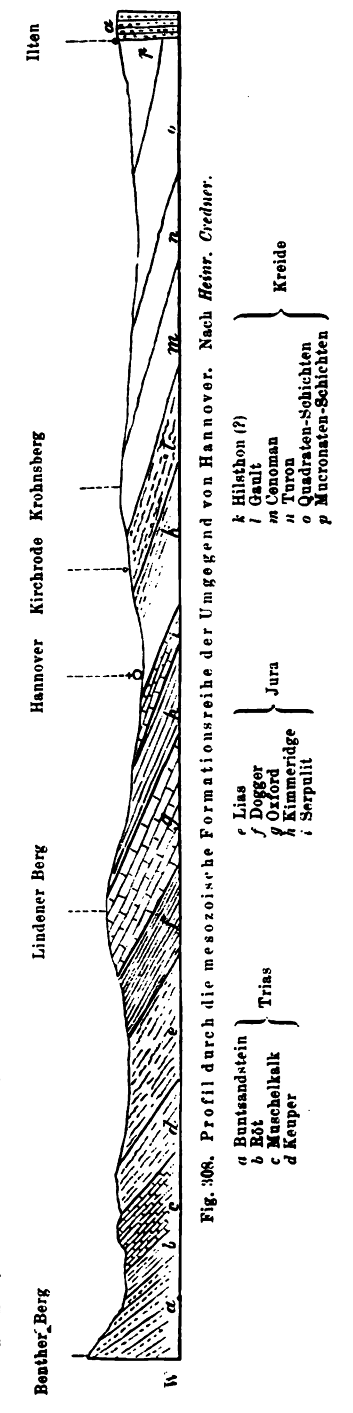


Fig. 308. Profil durch die mesozoische Formationsreihe der Umgegend von Hannover. Nach *Heinr. Credner.*

a Buntsandstein, b Röt, c Muschelkalk, d Keuper } Trias
e Lias, f Dogger, g Oxford, h Kimmeridge, i Serpulit } Jura
k Hilsthon (?), l Gault, m Cenoman, n Turon, o Quadraten-Schichten, p Mucronaten-Schichten } Kreide

Wichtigkeit erhält. Unter den einmuskeligen Zweischalern sind Pecten und Lima und unter den ungleichmuskeligen Dimyariern Gervillia hervorzuheben, von denen Pecten laevigatus Bronn (Fig. 317), Pect. discites Bronn, Lima lineata und striata Goldf., Gervillia socialis Quenst. (Fig. 319) und costata Quenst. zu den häufigsten und bezeichnendsten Leitfossilien der Trias gehören. Neben ihnen treten die ersten Ostreïden auf, welche sich im Jura und in der Kreide so außerordentlich entfalten sollen. Unter den Brachiopoden ist Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth. (Fig. 316*a*) die bei weitem gewöhnlichste Art, neben welcher Retzia trigonella Schloth. (Fig. 316*b*), sowie Spiriferina fragilis Buch und Spiriferina Mentzeli Dunk. (Fig. 316*c*) stark zurücktreten, so wichtig sie auch dadurch werden, dass sie der deutschen und alpinen Trias gemeinsam sind. Einer der wesentlichsten Unterschiede der letzteren beruht auf der Verschiedenartigkeit ihrer Cephalopoden-Faunen, wenn auch das Zurücktreten der Nautileen und das Vorwalten der Ammoneen, eine Erscheinung, welche sich im Laufe der mesozoischen Zeitalter immer deutlicher und stärker ausprägen wird, beiden gemeinsam ist. Die deutsche Trias ist arm an Cephalopoden. Nautilus bidorsatus Bronn ist der Hauptrepräsentant der Nautileen, während die Ammoneen besonders in einigen zum Teil sehr häufigen Arten mit ceratitischer Lobenlinie (charakterisiert durch halbkreisförmige Sättel und Loben, letztere mit einigen kurzen, nach hinten gerichteten Zähnchen) Vertretung gefunden haben. Ammonites (Ceratites) nodosus Haan (Fig. 320) und Ammonites (Ceratites) semipartitus Münst. sind treffliche Leitfossilien der hierher gehörigen marinen Seichtwasser-Gebilde. Formen mit ammonitischer Lobenlinie (charakterisiert durch ringsum gezackte Sättel und Loben) sind nur durch seltene Arten (Ammonites (Ptychites) dux Gieb. und Ammonites (Acrochordiceras) Damesi (Nötl.) vertreten. Ein ganz anderer und mannigfaltigerer ist der Charakter der alpinen Cephalopodenfauna der Trias, insofern in ihr einerseits echte Ammoneen reichlich neben solchen mit ceratitischer Lobenlinie entwickelt sind und andererseits neben Nautilus der paläozoische Typus der Orthoceratiten noch vorhanden ist. Auch die Vertretung der dibranchiaten Cephalopoden (der Belemnitidae) durch die Gattung Aulacoceras ist bemerkenswert.

Die Fische der Trias sind zum Teil noch heterocerkale, kleinschuppige Ganoiden (Gyrolepis, Semionotus), jedoch hat die Unsymmetrie des Schwanzes derselben im Vergleiche mit den Ganoiden der paläozoischen Zeitalter bereits wesentlich abgenommen, zugleich aber ist die Verknöcherung ihrer Wirbelsäule bemerklich fortgeschritten; zum Teil sind es gepanzerte Ganoiden (Dipnoi), welche neben den Kiemen noch eine Lunge besaßen (Ceratodus), und endlich Knorpelfische (Acrodus, Hybodus), von welchen uns Kieferfragmente und Zähne erhalten sind. Knochenfische

existieren noch nicht. Die triadischen Reptilien sind vorzugsweise Labyrinthodonten (Trematosaurus, Mastodonsaurus), während die im Jura so häufigen echten Meeressaurier noch sparsam sind (Placodus, Nothosaurus, Simosaurus). Dem Schlussakte der triadischen Periode entstammen die Reste der ältesten Säugetiere und zwar Beuteltiere (Microlestes, Triglyphus).

Die deutsche Trias.

Litteraturangaben über die deutsche Trias:

H. Eck. Über die Formation des bunten Sandsteines und des Muschelkalkes in Oberschlesien u. ihre Versteinerungen. Berlin 1865.

F. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. Trias. S. 122 bis 189.

F. Nötling. Die Entwickelung der Trias in Niederschlesien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880. S. 300.

H. Eck. Rüdersdorf u. Umgebung. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. Bd. I. 1. Berlin 1872.

A. von Strombeck. Beitrag zur Kenntnis der Muschelkalkbildungen im nordwestl. Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1849. S. 115.

Heinr. Credner. Über die Grenzgebilde zwischen Keuper und Lias in Norddeutschland. N. Jahrb. 1860. S. 293.

A. Schloenbach. Das Bonebed. N. Jahrb. 1860. S. 513 u. 1862. S. 146.

L. Pflücker y Rico. Das Rhät in d. Umg. v. Göttingen. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1868. S. 397.

E. H. Zimmermann. Das deutsche und alpine Rhät. Jena 1884.

H. von Dechen. Geol. u. pal. Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 318—364.

E. Carthaus. Die Triasformation im nordöstl. Westfalen. Würzburg 1886.

A. Huyssen. Die Tiefbohrungen im norddeutschen Flachland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880. S. 612.

W. Branco. Notiz über das Vorkommen des Muschelkalkes bei Altmersleben in der Altmark. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. XXIX. S. 511.

A. Jentzsch. Spuren d. Trias bei Bromberg. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1880. S. 346.

Heinr. Credner. Versuch einer Bildungsgeschichte der geognost. Verhältnisse des Thüringer Waldes. Gotha 1855. Ferner dessen Aufsätze im N. Jahrb. f. Min.

E. Schmid u. Schleiden. Die geogn. Verhältn. des Saalthales bei Jena. Leipzig 1846.

C. Giebel. Die Versteinerungen im Muschelkalke von Lieskau bei Halle. Berlin 1856.

J. G. Bornemann. Über organ. Reste d. Lettenkohlengruppe Thüringens. 1856.

K. von Seebach. Die Conchylien-Fauna der Weimarischen Trias. Berlin 1862.

E. E. Schmid. Die Gliederung der oberen Trias nach den Aufschlüssen im Salzschachte auf dem Johannisfelde bei Erfurt. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1864. S. 146. — Über den unteren Keuper des östl. Thüringens. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen. 1874. — Das ostthüringische Röt. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 92. — Die Wachsenburg. ebend. 1883. S. 267. — Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Jena 1876.

M. Bauer. Über die geol. Verhältnisse der Seeberge u. des Galberges bei Gotha. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 1.

J. G. Bornemann. Beitr. z. Kenntnis des Muschelkalkes in Thüringen. ebend. 1885. S. 267. — Von Eisenach nach Thal und Wutha. ebend. 1883. S. 383.

E. E. Schmid, H. Eck, K. von Seebach, K. Giebelhausen, von Fritsch und Speyer. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte v. Preußen u. den Thüring. Staaten. Blätter zwischen Thüringer Wald u. Harz.

Tegetmeyer. Beitr. z. Kenntnis des Keupers im nördl. Thüringen. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1876.

H. Loretz. Buntsandstein u. Muschelkalk in Süd-Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geolog. Landesanst. 1880. S. 137.

H. Emmrich Übersicht d. geogn. Verh. um Meiningen; und geol. Skizze der Gegend v. Meiningen. Programm d. Realschule 1868 und 1873.

H. Pröscholdt. Beitrag zur näheren Kenntnis des unteren Muschelkalkes in Franken und Thüringen. Programm der Realschule. Meiningen 1879. — Derselbe. Die Marisfelder Mulde. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1882. S. 190. Ferner: ebend. 1884. S. 239.

W. Frantzen. Übersicht der geol. Verh. bei Meiningen. ebend. 1882. S. 17. — Terebr. Ecki. ebend. 1881. S. 157. — Über Chirotheriensandstein. ebend. 1883. S. 347.

C. W. Gümbel. Die geogn. Verh. des fränkischen Triasgebietes. Bavaria. Bd. IV. Heft 11. 1865. — Geogn. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 590.

A. Schenk. Fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und der Lias Frankens. Wiesbaden 1867.

Fr. Sandberger. Die Gliederung der Würzburger Trias u. ihre Äquivalente. Würzb. naturw. Zeitschr. Bd. VI. 1868. S. 131. (Siehe auch N. Jahrb. f. Min. 1868. S. 234, 362 u. 623.) Die Trias im mittleren Maingebiete. Gemeinnützige Wochenschr. 1882. No. 1—6.

Fr. Nies. Beitr. z. Kenntnis d. Keupers im Steigerwalde. Würzburg 1868.

F. v. Alberti. Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteines, Muschelkalkes u. Keupers. Stuttgart und Tübingen 1834. — Derselbe: Überblick über die Trias. Stuttgart 1864.

Fr. A. Quenstedt. Das Flötzgebirge Württembergs. Tübingen 1843.

A. Oppel und E. Süß. Über die mutmaßl. Äquivalente der Kößener Schichten in Schwaben. Sitzber. Akad. Wien 1856. Bd. XXI. S. 535; ferner Oppel, sowie Rolle, ebend. Bd. XXVI. S. 7 u. S. 13.

H. Eck. Beitrag. z. Kenntnis d. süddeutsch. Muschelkalkes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880. S. 32. — Buntsandstein im Odenwald. ebend. 1884. S. 161. — Das Lager des Cerat. antecedens. ebend. 1885. S. 466. — Erläut. z. geogn. Karte v. Lahr. Lahr. 1884. S. 83.

E. W. Benecke u. E. Cohen. Geogn. Beschr. der Umg. v. Heidelberg. Strassburg 1881. S. 294—463.

F. Schalch. Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstl. Schwarzwalde. Schaffhausen. 1873.

E. W. Benecke. Über die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Els.-Lothr. Strassburg 1877. — Über d. Buntsandst. v. Weißenburg. Mitt. d. geol. Landesunters. v. Els.-Lothr. B. I. 1886.

E. Weiß. Gliederung der Trias im Saarbrückenschen. N. Jahrb. f. Min. 1869. S. 215. — Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1869. S. 837. — Erläut. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Blatt Hamweiler, Bouss, Dudweiler u. a.

G. Meyer. Lagerungsverh. d. Trias am S.-Rande des Saarbr. Steinkohlengeb. Mitt. d. geol. Landesunters. v. Els.-Lothr. B. I. 1886. S. 1.

H. Grebe. Die Triasmulde zwischen Hunsrück und Eifel-Devon. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1883. S. 462.

M. Blanckenhorn. Die Trias am Nordrande d. Eifel. Abh. z. geol. Spezialk. v. Preuß. B. VI. 2. Berlin 1885. — Derselbe. Die foss. Flora des Buntsandst. u. d. Muschelkalkes v. Commern. Palaeontogr. B. XXXII.

Die deutsche Trias besteht aus drei voneinander durch petrographische und zum Teil auch paläontologische Eigentümlichkeiten scharf getrennte Unterabteilungen, deren Zusammengehörigkeit zu einer Formation



Fig. 309. Profil durch die **Trias** am Südabhange des Odenwaldes. Nach *E. W. Benecke*.

1 Buntsandstein. — 2, 3 u. 4. Muschelkalk: 2 Wellenkalk; 3 Anhydritgruppe; 4 oberer Muschelkalk. — 5—11 Keuper: 5 Lettenkohlengruppe; 6 Untere Mergel und Gyps; 7 Keuperwerkstein; 8 Gruppe der roten Mergel; 9 Bunte Mergel und Kieselsandstein; 10 Knollenmergel; 11 Bonebed-Sandstein.

sich aus ihrer gemeinsamen Führung gewisser charakteristischer organischer Reste ergiebt. Diese drei triadischen Schichtengruppen sind (siehe Fig. 308 und 309) von oben nach unten:

3) Keuper, eine Mergel-, Gyps- und Sandsteinbildung mit vorwaltenden Landpflanzen.

2) Muschelkalk, eine marine Seichtwasserbildung, und eine Kalkformation mit Resten von Meeresbewohnern und nur spärlichen Landpflanzen.

1) Buntsandstein (Bunter Sandstein), eine Sandsteinformation mit vorwaltenden Landpflanzen.

1. Der Buntsandstein.

Petrographischer Charakter. Wie der Name dieser Schichtengruppe andeutet, besteht dieselbe vorwaltend aus sehr verschiedenartig gefärbten Sandsteinen. Dieselben sind fast durchweg Quarzsandstein mit thonigem, kieseligem oder eisenschüssigem Bindemittel und abhängig von diesem zum Teil fest bis quarzitartig, zum Teil weich und zerreiblich, ja locker und an der Luft zu losem Sande zerfallend. Das kieselige Zement bildet zuweilen winzige wasserhelle Quarzkryställchen auf der Oberfläche der rundlichen Quarzkörnchen (so im Vogesensandstein). Auch die Färbung dieser Sandsteine wird von dem Zemente bedingt und ist vorherrschend rotbraun, gelb, grünlich, weiß oder buntgesprenkelt und gefleckt. Der untere weiße Buntsandstein des Thüringer Waldes und des Werrathales ist so reich an Kaolin,

dass auf dessen Gewinnung die ganze Porzellanmanufaktur jener Gegend beruht.*)

Der Bunte Sandstein besitzt eine sehr deutliche Schichtung, mit welcher nicht selten ein plötzlicher Wechsel der Gesteinsfarbe Hand in Hand geht, wodurch sie noch deutlicher hervorgehoben wird. Die Schichten sind zum großen Teile mehrere Fuß mächtig, weniger häufig plattenartig, also nur etwa zollmächtig, oder endlich, besonders in den oberen Niveaus des Buntsandsteines, sobald sich zahlreiche Glimmerblättchen zu den Sandkörnern gesellen, dünnschieferig. In ersterem Falle zeigen sie nicht selten die Erscheinung der diskordanten Parallelstruktur (Fig. 310).

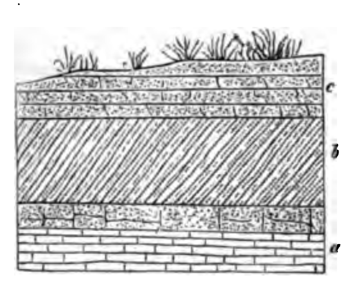


Fig. 310. Profil oberhalb Suhler Neudorf im Thüringer Walde.
a Braunroter, plattenförmiger Sandstein. — b Diskordant-schieferiger, rot- und weißgestreifter Sandstein. — c Grauer Mergelsandstein. (*H. Crd.*)

Die Sandsteine umschließen so häufig rundliche oder eckige Partieen von Thon (Thongallen), dass diese als eine ganz charakteristische Eigentümlichkeit des Bunten Sandsteines zu betrachten sind. Oftmals lagerte sich infiltrierte Kieselsäure über die Quarzkörner, ringsum ausgebildete Quarzkrystalle mit eingeschlossenen Körnern erzeugend. Solche krystallinische Quarzsandsteine sind in Thüringen, in der Rhön, im Schwarzwalde und in den Vogesen verbreitet.

Nächst den Sandsteinen sind es besonders rote und bunte Schieferletten, Thone und Mergel und eingelagert in diesen Gyps, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Buntsandsteinformation nehmen, deren obere Abteilung, der Röt, gewöhnlich fast ausschließlich von ihnen gebildet wird. Letzterer umschließt nicht selten, so bei Schöningen im Braunschweigischen, bei Hannover, bei Salzgitter mächtige Einlagerungen von Steinsalz. Konglomerate spielen meist nur eine sehr untergeordnete Rolle in der hier besprochenen Schichtenreihe. — Rogenstein bildet z. B. am Nord-, Ost- und Südrande des Harzes in dem unteren Buntsandstein teils mächtige Lagerzonen, teils starke Bänke, welche jedoch am südlichen Harz ihre Mächtigkeit verlieren und etwas westlich von Nordhausen ganz verschwinden. Anderwärts ist derselbe nur noch im unteren Buntsandstein von Rüdersdorf bekannt. Dolomit tritt in vielen Gegenden in Form schwacher Bänkchen untergeordnet zwischen den Mergeln des Röt und den Letten des unteren Buntsandsteines auf. Sehr häufig (z. B. bei Waltershausen und am Singer Berge im Thüringer Walde, sowie in Franken) sind die Schichtungsflächen der dünngeschichteten, mer-

*) E. E. Schmid. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1876. S. 87.

geligen Sandsteine des oberen Buntsandsteines von würfeligen Pseudomorphosen nach Steinsalz bedeckt, welche augenscheinlich dadurch entstanden sind, dass sich Kochsalzkrystalle aus verdunstenden Pfützen am Meeresstrande auf deren Boden abschieden, später von Schlamm bedeckt, wieder aufgelöst, weggeführt und von Schlammmasse ersetzt wurden.

Erzführung. Der Buntsandstein ist zuweilen das Muttergestein von Erzen. Dies ist z. B. bei Commern in der preußischen Rheinprovinz der Fall. Dort lagern die schwach nach Norden fallenden Schichten des Buntsandsteines unmittelbar auf Unterdevon auf und bestehen aus wechsellagernden Konglomeraten und feinkörnigen, weißen, lockeren Sandsteinen in einer Mächtigkeit, welche 40 m erreicht. Sie sind mit 1—8 mm großen Körnern von Bleiglanz (Knottenerz) in überraschender Gleichmäßigkeit erfüllt und repräsentieren eine der wertvollsten Bleierzlagerstätten Deutschlands. Unter ganz analogen Verhältnissen treten Bleiglanz und Weißbleierz im Buntsandsteine bei St. Avold westlich von Saarbrücken auf. Bei Twiste unweit Arolsen enthält der Buntsandstein in einer Mächtigkeit von 3—4 m Imprägnationen von Kupferglanz, namentlich aber Malachit, welche sich vorzugsweise auf den feinen Klüften in diesem Gesteine konzentriert haben, in deren Nähe der sonst rotbraune Sandstein gebleicht ist. In ähnlicher Weise treten bei Bulach im württembergischen Schwarzwalde Fahlerz, Kupferlasur und Malachit im Buntsandsteine auf und sind in früheren Zeiten das Objekt eines Bergbaues gewesen, ferner Gänge von Schwerspat und Eisenerz.

Paläontologischer Charakter. Der Buntsandstein ist gewöhnlich sehr arm an organischen Resten, nur einzelne Gegenden und Schichten (am westlichen Fuße der Vogesen, im Elsass, in Baden, bei Bernburg, in Oberschlesien) machen davon eine Ausnahme, indem gewisse Sandsteine, Mergel und Schieferthone eine ziemliche Menge pflanzlicher, die Dolomite einige tierische Reste bergen. Einige der wichtigsten und zum Teil sehr charakteristischen Pflanzenformen sind: Equisetum Mougeoti Schimp. und, ebenfalls zu den Equisetaceen gehörig, Schizoneura paradoxa Schimp., deren nicht seltener Holzkörper sich von Equisetum durch viel breitere Längsrippen unterscheidet, ferner zwei Farne: Anomopteris Mougeoti Schimp. und Caulopteris Voltzi Schimp., endlich einige Abietiden, nämlich Albertia elliptica Schimp. und Voltzia heterophylla Brongn. (Fig. 311), erstere mit breiten elliptischen, letztere an den jüngeren Zweigen mit langen, linearen, an den älteren Zweigen mit pfriemigen, kurzen Blättern.

Tierische Überreste sind vorzugsweise aus den oberen Horizonten des Buntsandsteines bekannt; von ihnen muss namentlich Rhizocorallium Jenense Zenk., ein knolliger oder walzenförmiger und dann oft verästelter Hornschwamm, an dieser Stelle Erwähnung finden. Dem mittleren Buntsand-

stein Norddeutschlands gehört Gervillia Murchisoni an. Ein durch fast ganz Deutschland weitverbreitetes Leitfossil des oberen Buntsandsteins, des Röt, ist Myophoria costata Zenk. sp. (M. fallax Seeb.) (Fig. 312) und Modiola hirudiniformis v. Schl. Neben ihnen erscheinen schon hier mehrere Arten der späteren Muschelkalkfauna. Selten, aber von Interesse ist Ammonites (Beneckeïa) tenuis v. Seeb. Verbreitet ist ferner Estheria Albertii Voltz. Ganz eigentümlich ist die Häufigkeit von Fährten gewisser Amphibien in dem Buntsandsteine (Fig. 313). Sie bestehen aus den Fußtapfen eines seinem Äußeren und seinem Baue nach unbekannten, Chirotherium genannten Labyrinthodonten, die sich unweit Hessberg bei Hildburghausen, bei Jena und Kahla, bei Karlshafen an der Weser, bei Kissingen, Würzburg und im Tauberthale im oberen Buntsandstein gefunden haben und deren Urheber den triadischen Meeresstrand in grosser Menge belebt haben müssen. Diese Fußtapfen und deren auf der ihnen zugekehrten Fläche der nächsten Schicht befindlichen, durch Ausfüllung der Eindrücke entstandenen reliefartigen Abgüsse lassen auf das deutlichste vier krallenführende Finger und einen nagellosen abgesetzten Daumen erkennen. In demselben Horizonte finden sich



Fig. 311. Voltzia heterophylla Brongn. Endzweig, Mittelzweig, Fruchtzweig.



Fig. 312. Myophoria costata Zenk. sp. Nach *F. Römer*.

in der Umgebung von Bernburg die ausgezeichnet erhaltenen Schädel eines Labyrinthodonten Trematosaurus Brauni Burm. Wichtig ist ferner das von Wiedersheim beschriebene Labyrinthodon Rütimeyeri aus dem Buntsandstein von Riehen bei Basel. Endlich kommen in dem oberen Niveau des Buntsandsteines, so bei Süldorf südwestlich von Magdeburg und im

südlichen Schwarzwalde, **Ganoidschuppen** in solcher Menge vor, dass sie gewisse Lagen des Sandsteines fast schwarz färben.

Die Fährten, welche die Chirotherien wahrscheinlich während der Ebbezeit in dem frisch abgesetzten Schlamme des triadischen Meeresufers zurückließen, die netzförmigen Sprünge, welche die mit solchen Fußspuren bedeckten Schichtenflächen kreuzen und nur infolge des Trocknens des bis dahin feuchten Schlammes entstanden sein können, die Wellenfurchen auf denselben Sandsteinen, die Diagonalschichtung vieler Sandsteinbänke,



Fig. 313. *a* Chirotherium-Fährten auf einer Sandsteinplatte. — *b* Abdruck einer einzelnen Fährte.

endlich die Reste von Landpflanzen und die von Labyrinthodonten weisen darauf hin, dass die Buntsandsteinformation eine Strandbildung ist.

Gliederung des Buntsandsteines. Teils nach Verschiedenheiten in der petrographischen Zusammensetzung der Schichtenreihe des Buntsandsteines, teils nach paläontologischen Anhaltspunkten kann man lokal folgende Niveaus in demselben unterscheiden:

Obere Abteilung: Mergel, Dolomit, Gyps und Steinsalz (Röt), anderenorts zum Teil oder ganz vertreten durch glimmerreiche Thonsandsteine. (*Myophoria costata*, *Ammonites tenuis*, *Anomopteris Mougeoti*, *Voltzia heterophylla*.)

Die Gliederung des Buntsandsteines

	am südlichen Rande des Harzes nach *Eck, von Seebach, Giebelhausen.*	im östlichen Thüringen (Jena u. Apolda) nach *E. E. Schmid.*	im mittleren und westlichen Thüringen nach *Heinr. Credner.*	in der Gegend von Meiningen nach *Frantzen* und *Proescholdt.*	im Spessart u. in der Gegend von Würzburg nach *Sandberger* und *Gümbel.*	am Südabhange des Odenwaldes nach *Benecke.*	in Württemberg nach *Eck.*	am südöstlichen Schwarzwald nach *Schalch.*	im Elsass nach *Benecke* und in Lothringen nach *Weiß.*	in England nach *Lyell.*
oberer	Obere gypsfreie Stufe, 30 bis 35 m mächtig, lediglich aus roten und grünen Mergeln bestehend. Untere gypsführende Stufe, 50 bis 60 m mächtig, rote u. grüne Mergel mit Gypslagern, mit Lagern von Thonquarzit, diese mit Steinsalzpseudomorphosen. In ihrer Mitte eine Dolomitbank (Rhizocorallium-Dolomit) mit Myophor. costata, Rhiz. Jenense. Weißer Sandstein.	Bunte Mergel. Dolomitbänke mit Myoph. costata u. Rhizoc. Jenense. Bunte Mergel. Hellgraue Letten mit mächtigen Einlagerungen von Gyps. Dolomitführende Chirotherien-Schichten.	Braune und grüne Mergel mit Bänken, Stöcken und Lagern von Gyps.	Gelbe Kalke mit Discina discoides. Rote Thone mit Faserkalk. Kalkbänke (Modiola-Schichten) u. helle Mergel mit Lingula tenuissima, Modiola hirudiniformis, Myophorien. Rote, graue u. grüne Thone mit Bänkchen von quarzit. Sandstein. Glimmerreiche, dünnplattige u. quarzit. Sandsteine in wechselnder Mächtigkeit. Chirotheriumsandstein mit Karneol.	RoterSchieferth. Dolomitische Sandsteinschiefer od. Mergel mit Myoph. costata, M. vulgaris. Rote Schieferletten. Chirotherium-Sandstein. roter Sandstein mit Equiset. Mougeoti und Voltzia. Violetter Sandstein mit Dolomit und Karneol.	Rote Schieferthone, in ihrer mittleren Mächtigkeit eine Sandsteinlage mit Myoph. vulgaris, Myacites. Darunter helle Sandsteinbänke mit Labyrinthodonten. Roter Sandstein, an der Basis mit Dolomitknollen u. Karneol.	Rote Schieferthone und rote, feinkörnige, glimmerige Sandsteine mit thonigem Bindemittel: unten mit Einlagerungen von Sandsteinen mit zahlreichen Dolomitknauern; die unterste Bank auch mit Karneol. Anomopteris Mougeoti, Equisetum Mougeoti, Estheria Albertii.	Bunte Mergel und Mergelschiefer, nach unten mit dünnen glimmerigen Thonsandstein-Zwischenlagen. Sandstein mit Dolomit und Karneol.	Rote u. blaue Grenzletten. Voltziensandstein, feinkörnig, hart, mit Voltzia, Endolepis, Anomopteris, Caulopteris u. a. Rote, viol., oft kieselig. Sandst., an d. Basis mit Karneol u. Dolomitknollen.	Bunte Letten und Sandsteine mit verkieselten Coniferen-Stämmen und Chirotherienfährten. Kieselige Konglomerate.
mittlerer	Grobkörnige Sandsteine, zum Teil ohne Bindemittel, deshalb locker, die Körner oft mit Krystallflächen, hellrötlich. Zwischen den Sandsteinen Schieferplatten, diese z. T. mit Estheria Albertii.	Sandsteine mit lettigen Zwischenschichten.	Helle feinkörnige od. grobe Sandsteine, wechsellagernd mit Thonen u. Mergeln, oft dolomitisch od. mit Pseudomorphosen nach Steinsalz. Kleinkörnige graue Sandsteine in mächtig. Bänken mit Thon- u. Mergelgallen u. Zwischenlagern.	Grobkörniger Sandstein, vorwaltend grobkörnige Sandsteine, zwischen die sich Bänke mit feinerem Korn einschalten. Zu unterst mit linsengroßen Geröllen von Karneol und Milchquarz.	Roter u. bunter thoniger Sandstein.	Hauptbuntsandstein: dickgeschichtete, meist rote Sandsteine, zonenweise viel Thongallen, oben mit vereinzelten Kieselgeröllen.	Teils grob-, teils feinkörn., blassrötliche, glimmerarme Sandst., bindemittelarm oder mit kieselig. Zement. Quarzkörner oft mit Krystallflächen. An der ob. Grenze konglomeratisch durch Kieselgerölle, etwa 30 m üb. d. unteren auch durch Gerölle kryst. Gesteine	Teils grob-, teils feinkörnige, feldspatführende, glimmerarme, getigerte Sandsteine mit kaolinigem oder kieseligem Bindemittel, dazwischen schwache Lagen von buntem Thon.	Rote, meist thonarme Sandst., zu oberst Konglomerate, versteinerungsleer. Hauptbuntsandstein oder Vogesensandstein.	Zwischenschichten, thonige, glimmerreiche Sandsteinschiefer mit Fisch- und Saurierresten.
unterer	Feinkörnige, meist rötliche, thonige Sandsteine, in schwachen Bänken, durch Glimmerreichtum oft dünnschieferig, mit einigen Einlagerungen von dolomitischem und kalkigem Rogenstein, welche sich westlich von Nordhausen auskeilen.	Nicht aufgeschlossen.	Bunte sandige Mergel wechsellagernd mit schwachen Sandsteinlagen, oder solchen von Thonquarzit, oft mit Gypsstöcken und -lagern.	Ungleichkörniger Sandstein mit zahlreichen Thongallen. Feinkörnige, oft buntgestreifte, meist plattige Sandst.; weiße, kaolinführende Sandsteine. Rote Thone (Bröckelschiefer) mit dünnen Sandstein- und Dolomitbänkchen.	Rote Schieferletten (Leberschiefer) mit Roteisenerz und Sandsteinbänkchen.	Helle Sandsteine mit grünen, und rote Sandsteine mit braunen Flecken (Tigersandstein). Oft kaolinisches Zement. Rote Thone.	Vorherrschend weiße, fein- od. mittelkörnige, nicht glimmerarme Sandsteine mit etwas thonigem Bindemittel.	Nicht entwickelt.	Feinkörnige, weiße und bunte, thonige Sandsteine und Thone.	

Mittlere Abteilung: fast ausschließlich bunte, teils grob-, teils feinkörnige, glimmer- und bindemittelarme Sandsteine (Hauptbuntsandstein).

Untere Abteilung: meist feinkörnige Sandsteine mit oder ohne Einlagerungen von Rogenstein, rote Schieferthone, Letten.

Die Gesamtmächtigkeit der Buntsandsteinformation schwankt zwischen 200 und 500 m.

Die Tabelle auf S. 546 giebt einen Überblick über die Gliederung des Buntsandsteines in den hauptsächlichsten der Distrikte, in denen derselbe zur Ausbildung gelangt ist.

2. Der Muschelkalk.

Petrographischer Charakter. Der Muschelkalk besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus Kalksteinen und zwar zum Teil aus ganz bestimmten Varietäten dieses Gesteines, welche sich in den verschiedenen Verbreitungsgebieten der Muschelkalkformation in ungefähr demselben Niveau wiederholen, weshalb ihre Bezeichnungen bald in petrographischem, bald in geognostischem Sinne zur Anwendung kommen. Als wichtigste derselben sind zu bezeichnen: Wellenkalk, wulstige, dünne Schichten mit fältelig- oder wellig-runzeliger Oberfläche bildend, — Oolith, aus Kalkkügelchen von radialfaseriger oder konzentrisch-schaliger Struktur bestehend. — Schaumkalk, weich, feinporös, fast schwammig, — Terebratelkalk und Encrinitenkalk (oder Trochitenkalk), ersterer aus dicht aufeinander gehäuften Individuen der Terebratula vulgaris oder der Ter. Ecki, letzterer fast ausschließlich aus Stielgliedern von Encrinus-Arten bestehend. Die meisten Kalksteine des Muschelkalkes enthalten neben kohlensaurem Kalk mehr oder weniger kohlensaure Magnesia und Eisenoxydul oder Thon und gehen daher einerseits in Dolomit, andererseits in Mergel über. Die Mergel erlangen zuweilen eine ziemlich mächtige und selbständige Ausbildung und sind sehr gewöhnlich vergesellschaftet mit Anhydrit, Gyps und Steinsalz, sind dann selbst oft von Salzteilchen vollkommen imprägniert und stehen in diesem Falle dem Salzthone nahe, welcher ebenfalls als fast steter Begleiter des Anhydrites auftritt. Anhydrit, Gyps, Steinsalz und Salzthon bilden in inniger Vergesellschaftung einen wichtigen Schichtenkomplex in der mittleren Etage der Formation. Dolomite oder stark dolomitische, zum Teil sehr eisenschüssige Kalksteine finden sich in vielen Regionen der Muschelkalkformation, z. B. in Oberschlesien und Thüringen, und sind oft reich an Knollen und Lagen von Hornstein. In manchen Gegenden beginnt die ganze Schichtenreihe des Muschelkalkes mit einem Komplexe von zum Teil ockerigen, auf ihren Schichtungsflächen wellig gerunzelten Dolomiten, welche einen größeren

oder kleineren Teil des Wellenkalkes anderer Gegenden vertreten und Wellendolomite genannt werden.

Einen von dem normalen ganz abweichenden petrographischen Charakter besitzt die Muschelkalkformation im Gebiete der Saar, Mosel und im Luxemburgischen, wo die untere Abteilung derselben nicht kalkig, sondern sandig ist, so dass man dort von einem Muschel- oder Wellensandstein, d. h. einem Sandsteine mit den organischen Resten des Wellenkalkes sprechen kann.

Manche Schichtungsflächen des Muschelkalkes sind ganz bedeckt mit wurm- oder hufeisenförmigen, seltener spiraligen, fingerdinken Wülsten von Kalkstein, sogenannten »Schlangenwülsten«, welche bei guter Erhaltung ein faseriges Gewebe beobachten lassen und als versteinerte Hornschwämme (Rhizocorallien) betrachtet werden. Sehr häufig greifen aufeinander liegende Kalksteinschichten infolge ungleicher Druckeinwirkung in zylindrischen oder konischen Fortsätzen ineinander ein. Die geraden oder gebogenen, längsgestreiften, nach aufwärts oder abwärts gerichteten Kalkzylinder tragen an ihrem Ende gewöhnlich den ihrem Umfang entsprechenden Teil derjenigen schwachen Lettenlage, welche die Kalksteinschichten voneinander trennen, beziehungsweise diejenigen festen Körper (Muscheln, Knochen u. s. w.), welche ursprünglich auf den Schichtflächen gelegen hatten; sie werden als Stylolithen bezeichnet und finden sich, wenn auch schon in Kalksteinen älterer Formationen (Silur, Zechstein), doch am schönsten im Schaumkalk von Rüdersdorf und im oberen Muschelkalk von Württemberg. Bei konischer Verzapfung der Kalksteinschichten hat keine Zerreißung, sondern nur eine hohlkegelartige Auftreibung der Lettenlage stattgefunden (selten bei Rüdersdorf beobachtet).

Erzführung. Der Muschelkalkformation gehören die Eisenerz-, Bleiglanz- und Galmeilagerstätten von Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien, sowie die Galmeivorkommen von Wiesloch in Baden an. Ihre Bildung fällt jedoch keineswegs mit der Ablagerung der sie einschließenden Gesteine des Muschelkalkes zusammen, sondern gehört viel späteren Zeiträumen an.

In Oberschlesien bilden Brauneisenerze unregelmäßige Lager und Nester in den Kalken und Dolomiten des unteren Muschelkalkes und füllen in der Gegend von Tarnowitz und Naklo förmliche topfartige Vertiefungen im Sohlenkalksteine (untere Abteilung des unteren Muschelkalkes) aus. In Verbindung mit ihnen treten Zinkerze auf, welche im Verein mit den Steinkohlen den Hauptimpuls zu der großartigen oberschlesischen Mineralindustrie gegeben haben. Die meisten und wichtigsten Zinkerzlagerstätten jener Provinz sind an Dolomite gebunden, welche in flachen Mulden des unteren Muschelkalkes (Sohlenkalkstein) lagern und sich von Tarnowitz aus in ostsüdöstlicher Richtung über Beuthen nach Polen hineinziehen. Die

oberschlesischen Zinkerze bestehen aus untergeordnetem reinem Zinkkarbonat und -silikat, sowie dichter Zinkblende, der Hauptsache nach aber aus zinkhaltigen Brauneisensteinen, zinkhaltigem, eisenschüssigem Dolomite (rotem Galmei), zinkhaltigem Letten und zinkhaltigem Sohlenkalkstein (weißem Galmei). Die Lagerstätten dieser Galmeierze finden sich in den muldenförmigen Vertiefungen zwischen den Falten der Muschelkalkformation, bilden unregelmäßige Nester und flötzartige Lager zwischen dem sogenannten Sohlenkalkstein und dem darüberliegenden Dolomite, verzweigen

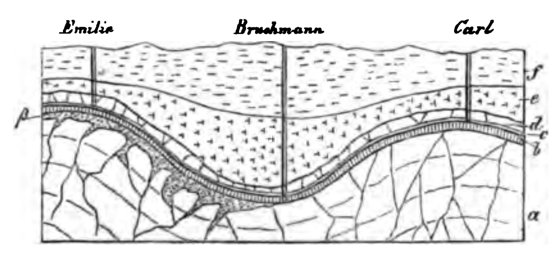


Fig. 314. Profil der Bally-Castle-Grube zwischen Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien. Nach *Runge*.
a Sohlenkalkstein. — *b* Roter Galmei. — *β* Weißer Galmei. — *c* Bleiglanz. — *d* Dolomit. — *e* Brauneisenerz. — *f* Letten.

sich aber auch sowohl in das liegende, wie in das hangende Nebengestein und sind aus zinkhaltigen, nach der Meinung der Einen durch Auslaugung des Dolomites, nach der Meinung der Anderen durch Verwitterung ursprünglich vorhandener Zinkblende entstandenen Lösungen an Stelle der weggeführten Kalk- und Magnesiaverbindungen abgesetzt worden. In diesen Lagerstätten bildet gewöhnlich der weiße Galmei die untere, der rote Galmei die obere Zone. Zu den Brauneisensteinen und Zinkerzen gesellt sich als drittes der dem Muschelkalke angehörigen Erze Bleiglanz. Dieser kommt teils in Körnern und Krystallen im Dolomit eingesprengt, teils diesen in Trümern durchziehend, teils in zusammenhängenden flötzartigen Lagerstätten auf der Grenze zwischen Sohlenkalkstein und Dolomit oder direkt über derselben vor. Freilich beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Bank nicht mehr als etwa 0,04 m, bläht sich jedoch stellenweise bis zu 0,66 m auf. Dieselbe bildet im Verein mit dem Muschelkalke, dem sie angehört, eine ganz flache, etwa eine Quadratmeile große Mulde.

Bei Wiesloch in Baden*) finden sich 5 Erzstöcke, von welchen einer aus Zinkblende mit Bleiglanz und Markasit, die anderen aus Galmei bestehen, als Ausfüllungsmasse von Klüften, welche den dortigen oberen Muschelkalk durchsetzen und sich in gewissen Horizonten und zwar an solchen Stellen, wo sie den Kontakt von Encrinitenbänken und dichtem Kalksteine kreuzen, unregelmäßig höhlenartig erweitert haben.

*) A. Schmidt. Die Zinkerz-Lagerstätten von Wiesloch. Heidelberg 1881.

Paläontologischer Charakter. Als marine Bildung ist der Muschelkalk, wie zu erwarten, außerordentlich arm an Pflanzenresten, welche sich auf einige fragliche Algen und wenige eingeschwemmte Farnwedelfragmente (Neuropteris Gaillardoti) und Coniferenreste (Voltzia Weissmanni) beschränken, doch ist auch die Fauna der Trias eine verhältnismäßig nicht sehr formenreiche, wenn diese Armut auch durch die Fülle der Individuen, in welcher manche Muschelkalkspezies auftreten, weniger auffällig gemacht wird. Die wichtigsten, als charakteristische Leitfossilien zu betrachtenden Vertreter der deutschen Muschelkalkfauna sind von Echinodermen: Encrinus liliiformis Lam. (Fig. 315), dessen Kronen

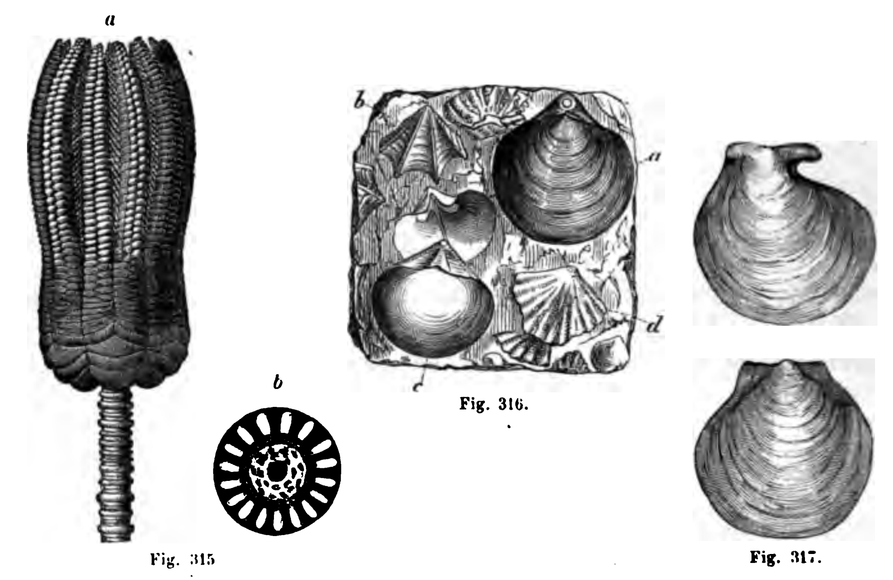


Fig. 315 Fig. 316. Fig. 317.

Fig. 315. Encrinus liliiformis Lam. — Fig. 316. *a* Terebratula vulgaris Schloth.; *b* Retzia trigonella Schloth.; *c* Spiriferina Mentzeli Dunk.; *d* Rhynchonella Mentzeli Buch. — Fig. 317. Pecten laevigatus Bronn.

selten, dessen Stielglieder außerordentlich häufig sind. — Encrinus Carnalli Beyr. — Aspidura scutellata Bronn, eine weitverbreitete, aber seltene Ophiure; — von Brachiopoden: Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth. (Fig. 316*a*) nebst ihrer Varietät cycloides Zenk., das häufigste Muschelkalkfossil, — Terebratula Ecki Frantzen. — Terebratula angusta Schloth., — Retzia trigonella Schloth. (Fig. 316*b*), — Spiriferina hirsuta Alb., — Spiriferina fragilis Schloth., — Spiriferina Mentzeli Dunk. (Fig. 316*c*), — Rhynchonella decurtata Gir. sp., — Rhynchonella Mentzeli Buch sp. (Fig. 316*d*); — von Zweischalern: Ostrea placunoides Münst., eine kleine Auster, welche sehr gewöhnlich auf Ceratiten aufgewachsen vorkommt, —

der handgroße Pecten laevigatus Bronn (Fig. 317), — der meist kleinere Pecten discites Bronn, — Lima lineata und striata Goldf., — Gervillia socialis Quenst. (Fig. 319), — Myophoria laevigata Alb. (Fig. 318), — M. cardissoides Alb. — Myophoria vulgaris Bronn, — Myophoria orbicularis Bronn, — Trigonodus Sandbergeri Alb., — Unicardium anceps Schloth. sp. (= Arca Schmidi Gein.) — Myacites musculoides Schloth.; — von Gasteropoden: Dentalium laeve Schloth., — Natica gregaria Schloth. sp. — Chemnitzia scalata Goldf.: — von Cephalopoden: Ammonites (Hungarites) Strombecki Griep., — Ammonites (Beneckeïa) Buchi Alb., —

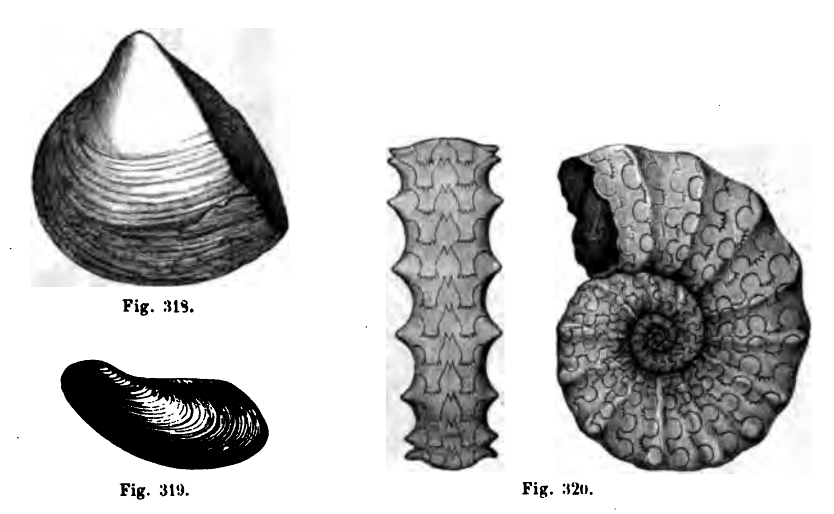


Fig. 318.

Fig. 319.

Fig. 320.

Fig. 318. Myophoria laevigata Alb. — Fig. 319. Gervillia socialis Quenst. — Fig. 320. Ammonites (Ceratites) nodosus Haan.

Ammonites (Ceratites) Ottonis Buch, — Ammonites (Ceratites) antecedens Beyr., — Ammonites (Ceratites) semipartitus Buch, — Ammonites (Ceratites) nodosus Haan (Fig. 320), — Ammonites (Ptychites) dux Gieb., — Ammonites (Acrochordiceras) Damesi Nötl., — Nautilus bidorsatus Bronn und dessen Kiefer Rhyncholithus hirundo Big. und Conchorhynchus avirostris Blainv.; — von Arthropoden: ein dem Genus Astacus nahe stehender langschwänziger Krebs Pemphix Sueuri Bronn. Von Fischresten sind namentlich die kegelförmigen, mit beiderseitigen Nebenzähnchen versehenen Zähne von Hybodus plicatilis Ag. (Fig. 321 *a*), sowie die flachen, mit einer mittleren Längsfalte versehenen Pflasterzähne von Acrodus, ferner die spitz kegelförmigen, mit gefalteten Wurzeln versehenen Zähne von Saurichthys apicalis Ag. (Fig. 321 *b*), endlich die rhombischen, tief gefurchten

Schuppen von Gyrolepis häufig. Zu ihnen gesellen sich Schädel, Oberkiefer und Zähne von Placodus gigas Ag. (Fig. 323), der jetzt wohl mit Recht zu den Sauriern gerechnet wird, sowie Schädel, Wirbel und Rippen echter Meeressaurier, Nothosaurus mirabilis Münst. (Fig. 322) und N. latifrons Gür. Von Placodus kennt man nichts als Schädelreste, so dass man über den Körperbau dieses Tieres völlig im Unklaren ist. Der Schädel ist abgeplattet, hat große Schläfenöffnungen, weit vorn gelegene Augenhöhlen, trägt auf Gaumen und Oberkiefer pflasterartige oder bohnenförmige Mahlzähne von ansehnlicher Größe und vorn stumpfe kegelförmige Fangzähne;

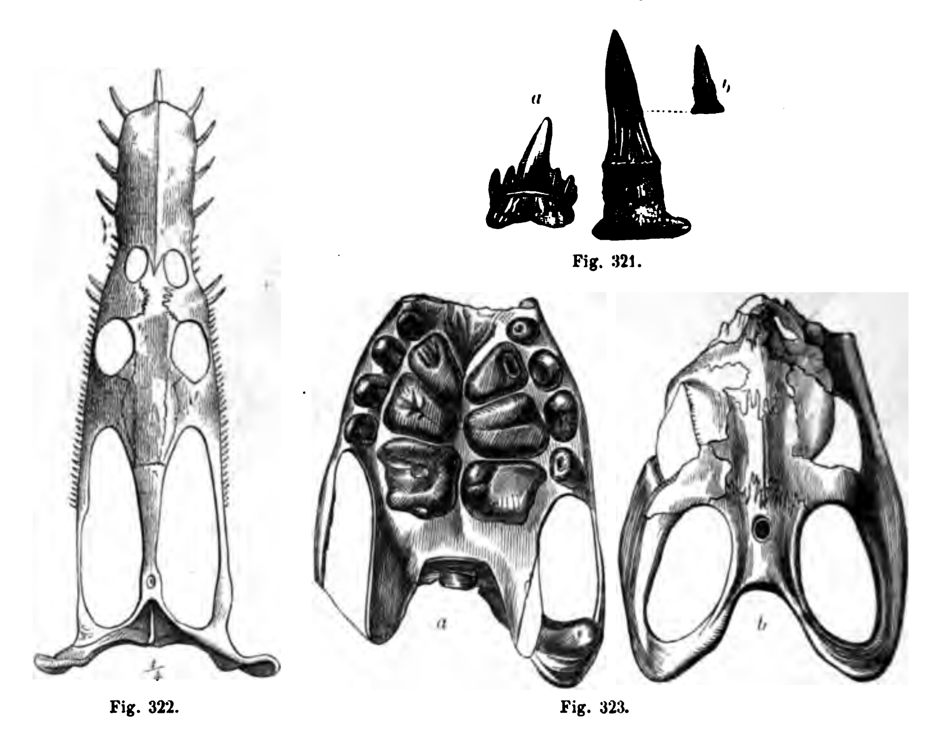


Fig. 321. Fig. 322. Fig. 323.

Fig. 321. *a* Hybodus plicatilis Ag.; *b* Saurichthys apicalis Ag. — Fig. 322. Nothosaurus mirabilis Münst. — Fig. 323. Schädel von Placodus gigas Ag. *a* von unten (Gaumen); *b* von oben.

letztere wie die Mahlzähne sind von glänzendem, schwarzem Schmelz bedeckt. Die flachen, schlanken, über zwei Fuß langen Schädel des Nothosaurus zeigen hinten die ungewöhnlich großen Schläfengruben, zwischen ihnen ein kleines Scheitelloch, in der Mitte die Augenlöcher und vorn die getrennten Nasenlöcher. Der Zwischenkiefer trägt 9 große gestreifte Zähne, deren neunter gerade in der Mitte der Kinnspitze steht. Die scharf zugespitzten Zähne stecken in Zahngruben. Der Hals war langgestreckt und bestand aus mindestens 20 Wirbeln, der gedrungene, mit einem kurzen Schwanz versehene Rumpf trug 4 Ruderfüße.

Nur schwach vertreten sind die Schwämme, von Rhizocorallium abgesehen (Peronella caminensis Beyr. sp. u. a.), die Korallen (Montlivaultia, Thamnastraea, Isastraea, Latimaeandra, Stylina), die Asteriden (Trichasteropsis, Pleuraster, Ophioderma, Aspidura), die Echiniden (Cidaris), die Anneliden (Serpula).

Gliederung der Muschelkalkformation. Man pflegt die Muschelkalkformation teils nach paläontologischen, teils nach geologischen Gesichtspunkten (mit v. Alberti) in drei Schichtengruppen zu gliedern (siehe Tabelle S. 554—557).

a) Unterer Muschelkalk, 50 bis 150 m mächtig, aus Wellendolomit, Wellenkalk, Bänken körnigen Kalksteines, dickbänkigen Dolomiten, Mergelschiefern, eingelagerten Terebratel- und Encrinitenkalken und Schaumkalken, selten aus Sandstein bestehend, deren Anteil an der Zusammensetzung in den verschiedenen Gegenden aus der Tabelle zu entnehmen ist. Die gesamte Schichtengruppe ist nicht besonders reich an organischen Resten, wenn man von den erwähnten zoogenen Kalksteinen absieht. Unter ihnen sind auf den unteren Muschelkalk beschränkt und als Leitformen für denselben zu betrachten: Encrinus Brahli, Encrinus Carnalli, Terebratula Ecki, Spiriferina hirsuta, Lima lineata, Gervillia subglobosa und mytiloides, Myophoria cardissoides, curvirostris und orbicularis, Ammonites Buchi, Ammonites Strombecki, Ammonites Ottonis, Ammonites antecedens, Ammonites dux und Ammonites Damesi; allgemein oder lokal häufig, aber nicht auf unteren Muschelkalk beschränkt sind: Terebratula vulgaris, Spiriferina fragilis, Myophoria elegans und laevigata, Natica gregaria, Dentalium torquatum.

b) Mittlerer Muschelkalk, Anhydritgruppe, 30 bis 100 m mächtig, wesentlich aus Dolomiten, zum Teil mit Hornsteinknollen, zum Teil zellig bis kavernös (Zellendolomit), Kalksteinen, Mergeln, Anhydrit, Gyps und Steinsalz bestehend. Da der Gyps stockförmige und das Steinsalz unregelmäßig linsenförmige Massen zu bilden pflegen, so zeigt der ganze sich ihnen anschmiegende Komplex stark gewundene und gefaltete Schichten. Hierher gehörende Steinsalzlager liefern das Material der zahlreichen Salinen der Neckargegenden und derer bei Basel, Erfurt, Buffleben, Stotternheim in Thüringen und werden bei Stetten in Hohenzollern, bei Friedrichshall in Württemberg und bei Erfurt in Thüringen bergmännisch abgebaut. Diese mittlere Gruppe des Muschelkalkes ist außerordentlich arm an organischen Resten, die sich hauptsächlich auf Lingula tenuissima, einige Zweischaler, Fischreste, Saurierknochen und -zähne beschränken.

c) Oberer Muschelkalk, Friedrichshaller Kalk Alb., Hauptmuschelkalk Quenst., 60 bis 120 m mächtig, aus glatt- und dickschichtigem Kalkstein, dessen Bänke sich mit ihren thonigen Zwischenlagern in

Gliederung des

	In Oberschlesien und Polen nach *Eck.*	Bei Rüdersdorf nach *Eck.*	Im nordwestlichen Deutschland nach *von Strombeck.*	Am südlichen Harzrande nach *Eck, Giebelhausen, v. Seebach, v. Fritsch.*
Oberer M. K. (Hauptmuschelkalk).	Rybnaër Kalkstein und Dolomit (Opatowitzer Kalkstein z. T.) mit Cerat. nodosus, vielen Fisch- und Saurierresten, Acrodus, Hybodus, Saurichthys, Nothosaurus.	Schichten mit Ceratites nodosus, Gerv. socialis, Corbula dubia, C. gregaria, Pect. discites, Nucula elliptica u. a. 35 m. Glaukonitische Kalksteine mit Monotis Albertii, Encr.-Stielglieder. 6 m. Kalke mit Myoph. vulgaris, Gerv. costata, Hybodus, Gyrolepis. 8,7 m.	Thone mit Kalkbänken mit Cerat. nodosus. (Ceratitenschichten.) Kalkbänke mit Pecten discites (Discites-Schichten). (Glaukonitkalk am Horstberge.) Kalke voll Encrinus liliiformis (Trochiten-Schichten). Lokal oolithische Kalke mit Encrinus, Placodus, Nothosaurus. Thon mit Kalklagen, reich an Pecten discites, Lima striata, Gerv. socialis, Avic. Alberti, Myoph. ovata, Naut. bidors.	Kalke mit Ceratites nodosus (Thonplatten). 30 bis 40 m mächtige, abwechselnde Thone und Kalke, durchweg mit Cer. nodosus, zu oberst mit viel Fischresten, Ling. tenuissima, Esth. minuta, darunter: Bank voll Ter. vulgaris u. Encr. liliif. Bänke voll Pect. discit. Bank mit Dent. laeve. Trochitenkalk; wulstige und oolithische Kalke. 8 bis 9 m, voll Encr. liliiformis, Ter. vulgaris, Lima striata, Myt. eduliformis. Selten Retzia trigonella. Mit Hornstein.
Mittlerer M. K. (Anhydritgr.)	Mergelige Dolomite, versteinerungsleer.	Mergelige Dolomite und dolom. Mergel, 65 m, mit Ling. tenuissima, Gerv. socialis, costata Myoph. vulgaris, Acrodus, Hybodus, Gyrolepis.	Dolomitische Mergel und Dolomit ohne Versteinerungen.	Dünngeschichtete ebenflächige Kalksteine. Dolomitische Mergel u. Zellenkalke. Dichte bis feinkörnige zuckerartig gelblichgraue dolomitische Kalke. 40 bis 50 mm. Myophoria orbicularis, Fisch- u. Saurierreste.
Unterer M. K. (Wellenkalkgruppe).	Himmelwitzer Dolomit mit Diplopora cylindrica u. silesiaca, Myoph. orbicularis. Kalkstein von Mikultschütz mit Retzia trigonella, Spirif. Mentzeli, Rhynch. decurtata, Rhynch. Mentzeli (Encr. liliiformis). Encriniten- und Terebratelschichten, Spir. hirsuta. Schaumkalkartige Schichten von Gorasdze. Blauer Sohlenstein mit Terebr. angusta, Ter. vulgaris, Retz. trigonella. Am. Buchi. Kalk von Chorzow, Encrinus gracilis, Gervillia socialis, Gerv. mytiloides, Nucula Goldfussi, Pect. discites, Pect. laevigatus, Naut. bidorsatus, Am. Strombecki, Hybodus, Saurichthys. Kavernöser Kalk, versteinerungsleer.	Thonige Kalke mit Myoph. orbicularis. 8 m. Schaumkalk führende Abteilung. 80 m mit Encr. Carnalli, Encr. Brahli, Ter. vulgaris, Cid. grandaeva, Ostr. ostracina, Pect. discites und laevigat., Lima striata, Gerv. subglobosa und costata, Myoph. vulgaris, elegans, ovata, laevigata. Chemnitzia scalata, Turbo gregarius, Dent. torquat., Amm. Buchi, Amm. antecedens, Amm. dux. Unterer Wellenkalk. 80 m mit einigen an organ. Resten reichen Schichten, diese mit: Rhizocor. Jenense, Gerv. costata, Turbo gregarius, Dental. torquatum, Chemnitzia scalata, Amm. Buchi, Amm. Ottonis.	Reiner Wellenkalk mit Encrinus-Stielgliedern, Ter. vulgaris, Pect. discites, Gerv. socialis, Myt. eduliformis. Schaumkalk in mächtigen Bänken mit Myoph. cardissoides, Nucula Goldfussi, Myoph. ovata, Dental. laeve, Turbo gregarius. Unterer Wellenkalk mit Tereb. vulgaris, Myophor. cardissoides, Amm. Strombecki.	Oberer Wellenkalk. Wellenkalk mit Myoph. orbicularis. Schaumkalk. Encr. Carnalli. Wellenkalk. Schaumkalk mit Terebr. vulg., Amm. dux, Terebr. angusta, Rhynch. decurtata, Spir. hirsuta, Spir. fragilis, Retzia trigonella, Encrinus Brahli. Wellenkalk. Schaumkalk mit Amm. antecedens, Amm. dux, Amm. Buchi, Myoconcha Goldfussi etc. Wellenkalk. Schaumkalk. Astarte triasina, Tellina edentula etc. Unterer Wellenkalk: einförmige Reihe v. Kalksteinen, teils wulstig, teils dünn und eben geschichtet, mit Lagen v. gelbem Ockerkalk, mit Bänken voll Dentalium torquatum und Natica gregaria.

deutschen Muschelkalkes.

Im östlichen Thüringen (Jena-Apolda) nach *E. E. Schmid* und *Wagner*.	Im mittleren und westlichen Thüringen nach *Heinr. Credner*.	In Hessen nach *Moesta*.
Schieferige Mergel mit Sandsteinbank voll Fischresten. Wechsellagernde Kalk- und Mergelschichten, alle mit nicht sehr häufigem Cer. nodosus, mit Spirif. fragilis; darin eine Bank mit Terebr. cycloides. Schichten mit Pect. discites. Schichten mit Gerv. socialis.	Wechsellagernde Thon- und Kalksteinlagen, reich an Cer. nodosus, Naut. bidorsatus, Myoph. pes anseris, Pect. laevigatus. Kalkbank mit Dent. laeve und Spiriferina fragilis.	Eisenschüssiger dolomitischer Kalk mit Myoph. elegans, riesigen Gerv. socialis, Fischresten. Kalke, reich an Gerv. socialis, Lima lineata, Pect. discites und laevigatus, Myoph. vulgaris, Ter. vulgaris. Kalke mit Cer. nodosus und semipartitus, Naut. bidorsat.
Striata-Bänke mit Lima striata, Encr. liliiformis, Ter. vulgaris, Retzia trigonella, Gerv. costata.	Kalke voll Lima striata und Encr. liliiformis. Wulstige, oft oolith. Kalke voll Ter. vulgaris und Encr. liliiformis.	Dünne, einförmige Kalke, ohne Verst. Encrinitenkalk mit Enc. liliif., Lima striata u. lineata.
Dolomitische Kalkschiefer, 50 m mächtig.	Ebenflächige, dolomit. Kalksteine, sehr arm an Verst. 20 m. Einlagerungen von Anhydrit, Gyps, Steinsalz (Stotternheim, Erfurt). Dolomitischer ebenflächiger Kalkstein, z. T. zellig, bis 35 m mächtig.	Versteinerungsleere Schichtenreihe von Mergel, Dolomit, Zellenkalk, Gyps, Anhydrit.
Oberer Wellenkalk. Schaumkalk. Flaserige Kalkschiefer. Terebratula-Bank mit Ter. vulgaris und Encrinus-Stielgliedern. Wellenkalk. Bank mit Terebratula Ecki.	Wellenkalk mit Myoph. orbicularis. Schaumkalk, 3 Bänke bis 4 m mächtig mit Myoph. curvirostris, laevigata, ovata, orbicularis, Pect. discites, Gerv. costata. Terebratel-Bank voll Ter. vulgaris und Encrinus-Stielgliedern.	Schaumkalke (5 m) mit Ter. vulgaris, Lima striata, Pect. laevigatus, Myoph. vulgaris, Myoph. orbicularis, Myoph. elegans, Turbonilla gregaria. Dünngeschichtete schieferige Kalksteine mit dünnen Zwischenlagen von Mergelthon.
Unterer Wellenkalk. Kalkschiefer mit Dentalien und Lima lineata. Ebene Kalkschiefer mit Amm. Buchi und Saurierknochen.	Bank mit Lima lineata. Unterer typischer Wellenkalk, wulstiger, hellgrauer, dünngeschichteter Mergelkalk mit Myoph. cardissoides, Mod. Credneri, Gerv. socialis, Turbo dubius. Eisenschüssiger mergel. Dolomit (Wellendolomit) mit Gerv. socialis, Mod. Credneri.	Typischer Wellenkalk mit »Schlangenwülsten«. Gelbe Bitterkalkmergel mit Ling. tenuissima.

Fortsetzung der umstehenden Tabelle über

	Bei Meiningen nach *Frantzen, Proescholdt* und *Emmerich*.	Bei Würzburg nach *Sandberger*.	Am Südabfalle des Odenwaldes nach *Benecke*.
Oberer M. K. (Hauptmuschelkalk).	Harte Kalkbänke mit Fisch- und Saurierzähnen etc. Obere Thonplatten mit Cer. nodosus und semipartitus, Myophoria pes anseris. Bank der Terebrat. cycloides. Untere Thonplatten mit Cer. nodosus, Monotis Albertii etc. Trochitenkalke mit Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris, Lima striata. Oolithische und glaukonitische Kalke. Kalke mit Mytilus vetustus und hornsteinführende Kalke.	Kalk mit Trigonodus Sandbergeri 2 m mächtig, östlich von Würzburg. — Ostracodenthon, westlich von Würzburg. Wulstiger Kalk mit C. semipartitus. Kalkplatten mit C. nodosus. Kalkbänke mit C. nodosus und Pecten discites. Encrinitenbank mit Spiriferina fragilis. Kalkbänke mit Pecten discites. Bänke mit Myoph. vulg. und Gerv. costata mit der Hauptencrinitenbank. Kalke und Mergelkalke mit Hornstein.	Dolomit mit Ter. vulgaris, Myoph. Goldfussi, Trigonodus Sandbergeri (Trigonodus-Dolomit), wechselnd mit Kalken voll Bairdien, Koprolithen, Fischschuppen (Bairdienkalke, Glaukonitkalke). Plattenkalke m. Cerat. nodosus, Cer. semipartitus, dazwischen schieferige Lagen voll Bairdien. Terebratel-Bank mit Ter. cycloides Plattenkalksteine. Crinoiden-Bank mit Spir. fragilis, Encr. liliif. u. Cer. nodosus. Crinoidenkalke m. Encr. liliif., wechselnd mit Plattenkalken und Schieferthonen mit Myoph. vulgaris und Corbula dubia, oben Platten mit Pecten discites, Monotis Albertii. Gelbe Kalke und feinoolithische Bänke.
Mittlerer M. K. (Anhydritgruppe).	Harte Plattenkalke, gelbe und graue dolomitische Mergel, Zellenkalke. Gelbe Kalke.	Zellendolomit, lokal. Thon-, Salz- und Gypsbildungen.	Mergel, bituminöse Kalke u. Hornstein. Zellendolomite, Gyps- und Steinsalz, sämtlich oft sehr schwach entwickelt.
Unterer M. K. (Wellenkalkgruppe).	Orbicularis-Platten mit Myoph. orbicularis. Schaumkalkzone mit Encr. Carnalli, Gerv. socialis, Myoph. vulgaris und orbicularis, Nucula Goldfussi 7 m. Oberer Wellenkalk, 17 m. Terebratula-Bänke mit Ter. vulgaris, 5 m. Spirifer. fragilis, Encriniten, Pecten discites. Wellenkalk, 6—7 m. Spiriferenbank mit Spirifer fragilis, Hinnites comptus, 0,3 m. Wellenkalk, 20 m. Oolithbank mit Myoph. elegans, Terebratula. Wellenkalk, 7,5 m. Bank mit Terebratula Ecki. Wellenkalk mit Encriniten-, Gervillien- und Dentalienbänken, 35 m.	Mergel mit Myoph. orbicularis, 8 m; »Sackbank«, 0,3 m, u. gelbe Mergel, 1 m. Schaumkalk, 2 Bänke mit Myoph. laevigata, Gerv. costata, socialis, Pect. discites, Dent. torquatum, 6,40 m. Wellenkalk, 7 m. Spiriferina hirsuta-Bank, 0,39 m. Wellenkalk, 16 m. Spirigerina-Bank. Spirif. fragilis. Wellenkalk, 1 m. Terebratelbank, 0,56 m. Ter. vulg., Ter. angusta, Spir. hirsuta. Wellenkalk, } Oolith, } 35 m. Wellenkalk, } Dentalienbank mit Dent. torquatum, Natica gregaria. Amm. Buchi, Amm. Strombecki, 0,06 m. Wellenkalk, wulstige u. krystall. Kalke mit Lima lineata, 17 m. Unicardium anceps, Myoph. cardissoides, 17 m. Wellendolomit mit Ling. tenuissima, Estherien- und Saurierknochen, 4 m. (Von Frantzen zum Röt gestellt.)	Bituminöse Mergel mit Myoph. orbicularis, Gerv. socialis, Bank m. Bairdien. { Crinoidenbänkchen. Schaumkalk in 2 Bänken. Typischer Wellenkalk. Harter Kalk mit Spirif. hirsuta und Spirif. fragilis. Wulstige, teils mehr dolomitische teils mehr kalkige Bänke, worin Crinoideen- und Limabänke, Lima lineata, Amm. Buchi führend. Dolomite und Mergel, erstere mit Nothosaurus (Wellendolomit).

die Gliederung des deutschen Muschelkalkes.

In Württemberg nach v. *Alberti* u. *Eck*.	Am südöstlichen Schwarzwalde nach *Schalch*.	In Elsass-Lothringen nach *Benecke*.	Bei Saarbrücken Diekirch u. im Kanton Redingen nach *Weiß*.
Dolomite mit Hornsteinknollen, Stylolithen, Ostr. spondyloides, Cerat. semipartitus, Gerv. socialis, Trigonodus Sandbergeri. Thone u. Kalkplatten mit Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus. Kalkbänke mit Pecten discites, Lima striata, Cer. nodosus, Spirif. fragilis, Terebr. vulg., Encrinus-Stielglieder. Schaumkalk, Oolithe und Trochitenkalke. Kalke mit Pemphix Sueuri. Trochitenkalke.	Oberer, gelblicher bis rötl. Dolomit, sehr reich an Pect. discites, laevigatus, Myoph. vulgaris, elegans, Goldfussi, rotunda, Trigonodus Sandbergeri, Ter. vulg., Natica pulla, Nautilus bidorsatus. 9 m. Obere Plattenkalke, ohne Versteinerungen, 7 m. Rogensteine (Oolithe) voll Steinkernen von Pect. discites, laevigatus, Lima striata, Gerv. socialis, Myoph. vulg., simplex, Ter. vulgaris, 3,6—7,25 m. Plattenkalke, 16 m: oben mit Cer. nodosus, unten mit Pemphix Sueuri, Pecten discites. Kalke mit Encrinitenbänken voll Encr. liliiformis, 8 m.	Dolomitische Stufe. Dolomite mit Fischresten, Trigonodus, Myophoria laevigata, Lingula tenuissima. Nodosenkalk zu oberst m. Cer. semipartitus, Terebratelbänken und Bänken von Ostr. ostracina. Trochitenkalk.	Nodosenkalk, blauer Plattenkalk und Thonlagen mit Cer. nodosus, Gerv. socialis, Lima striata, Pect. laevigatus. (Bei Diekirch aus Sandstein u. Kalkstein, im Kanton Redingen aus Konglomerat u. Kalkstein bestehend.) Trochitenkalk, massiger, oft oolithischer und glaukonitischer, zu oberst dünnschichtiger Kalk voll Encrin. liliiformis.
Zellendolomit und Kalk mit Chalcedonnieren. Thone, Anhydrit, Gyps und Salz.	Dolomitische Mergel und bituminöse Dolomite, zu oberst mit Hornstein u. Chalcedon. Bituminöse Zellenkalke mit Chalcedonknauern, lokal ersetzt durch Gyps u. Letten, 40 m.	Dolomitische Mergel, zellige Kalke und Dolomite mit Hornsteinkonkretionen, Saurierresten, Fischschuppen, Myac. compressus, Corbicula u. a. Bunte Mergel mit Schnüren von Gyps und Sandsteinbänkchen, m. häufigen Steinsalzpseudomorphosen.	Weiße Kalkmergel m. Ling. tenuissima. Thonig-mergel. Zone, zellige, dolomitische Mergel, Gypseinlagerungen. (Im Kanton Redingen der mittl. Musch. durch rote Sandst. u. Konglomerate vertreten.)
Mergel und Kalksteine mit Myoph. orbicularis etc. Mergelschiefer, Kalksteine u. Dolomite mit Discina discoides, Lima lin., Nautilus bidorsatus. Dolomitbank mit Terebr. vulgaris, Terebr. angusta. (Amm. antecedens.) Schwarzer Schieferthon, graue Mergelschiefer mit Dolomitbänken. Ling. tenuiss., Myoph. cardiss., Naut. bidorsat., Cerat. antecedens. In der Mitte Schichten mit Gerv. soc. oder Lima lin. oder Unicardium anceps; unten eine Schicht mit Amm. Buchi. Ichthyosaurus atavus. Schicht mit Terebratula Ecki. Mergelschiefer und Dolomit. Myoph. cardiss., Lima radiata, Lingula tenuiss. Dolomit mit Myoph. vulg., Disc. discoides, Ling. tenuiss. Kupferlasur u. Malachit auf den Klüften. (Amm. Strombecki.)	Bituminöse Wellenmergel mit Myoph. orbicularis, 10 m. Abwechselnde Kalke u. Mergelschiefer m. Lima lineata, Ling. tenuissima, Pect. discites, 8,25 m. Spiriferina-Bank, voll von Spirif. fragilis und hirsuta, Cidar. grandaeva, Lim. striata, 0,07—0,11 m. Schichtengruppe von Kalk- u. Mergelschiefer mit Corbula gregaria, Gerv. subglobosa, Pect. discites, 10 m. Schichten mit Amm. Buchi, außerdem m. Gerv. socialis, Gerv. mytiloides, Myoph. cardissoides, Natica gregaria, Naut. bidorsatus, 14,50 m. Bleiglanz- oder Dentalienbank, bleiglanzführende Dolomite oder Kalke m. Dent. laeve; Terebratula vulgaris, Amm. Strombecki, Myoph. elegans, Cidar. grandaeva, 0,25 m. Wellendolomit, mit Lingula tenuissima, Myoph. vulgaris, Estheria minuta, 5 m.	Bituminöse Mergel und Sandsteine mit Myoph. orbicularis. Ob. Terebratelbank, Ter. vulg. Gelbliche Muschelsandsteine, Dolomite u. Kalksteine mit Myoph. vulgaris, Myoph. laevigata, Gerv. socialis, Pect. discites, Lima striata, Amm. Buchii, Amm. Strombecki. Trochitenbänkchen.	Dolomitische Zone m. Myoph. orbicularis. (Bei Diekirch an der oberen Sauer durch rote sandig-thonige Schichten vertreten.) Muschelsandstein mit Ter. vulgaris, Encr. liliiformis, Lima striata, L. lineata, Pect. laevigatus, Amm. Buchi, Nat. gregaria, Gervillien u. Myophorien, Rhizocorallium Jenense. (Bei Diekirch an der oberen Sauer durch bunte Sandsteine und Schiefer, im Kanton Redingen der ganze untere Muschelkalk durch rote Sandsteine und Konglomerate vertreten.)

großer Einförmigkeit hundertfach übereinander wiederholen, sowie aus dünnen Kalkplatten bestehend, zwischen welche Thone und Mergel eingeschaltet sind. Der obere Muschelkalk ist von allen drei Abteilungen am reichsten an organischen Resten. Von ihnen sind auf den oberen Muschelkalk beschränkt Encrinus Schlotheimi, Trigonodus Sandbergeri, Myophoria simplex, pes anseris und Goldfussi (letztere auch in den unteren Keuper hinaufgehend), Ammonites nodosus, semipartitus und enodis; hauptsächlich dem oberen Muschelkalk eigen sind: Encrinus liliiformis, Pecten laevigatus und reticulatus, Lima striata, Pemphix Sueuri; häufig in einzelnen Schichten, so dass sie fast ausschließlich das Material derselben bilden, sind: Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris und cycloides, Pecten discites, Myophoria vulgaris, Gervillia socialis.

Eine lediglich von paläontologischen Gesichtspunkten ausgehende Gliederung des Muschelkalkes würde nach Eck vielleicht zweckmäßiger unterscheiden:

4) Stufe des Ammonites nodosus und semipartitus (= oberer Teil des oberen Muschelkalkes).

3) Stufe des Encrinus liliiformis und Schlotheimi (= unterer Teil des oberen Muschelkalkes).

2) Stufe des Ammonites antecedens und dux, mit Encrinus Brahli und Carnalli (= oberer Teil des unteren Muschelkalkes, mit welchem der mittlere Muschelkalk vereinigt werden könnte).

1) Stufe des Ammonites Strombecki Griep. mit nur zehnarmigen (ohne 20armige) Encrinen (= unterer Teil des unteren Muschelkalkes).

Der oberschlesische Muschelkalk wurde früher mit Bezug auf den erzführenden Horizont desselben in Sohlenstein, erzführenden Dolomit und Dachkalkstein (Kalkstein von Opatowitz) gegliedert und überhaupt als eine ganz eigentümliche Fazies der Muschelkalkformation aufgefasst. Später zeigte jedoch Eck, dass im ganzen eine wesentliche Übereinstimmung der oberschlesischen Muschelkalkformation mit derjenigen des westlichen Deutschlands besteht. (Siehe Äquivalenztabelle.) In paläontologischer Beziehung sind ihnen nicht nur die meisten Versteinerungen gemeinsam, sondern es ist auch die vertikale Verbreitung dieser Formen durch die einzelnen Etagen des Muschelkalkes fast durchgängig dieselbe. Hervorzuheben ist nur das Vorkommen einer Anzahl von Spezies aus der später zu besprechenden alpinen Trias. Hierher gehören Encrinus gracilis Buch, Thamnastraea silesiaca Beyr., Rhynchonella decurtata Gir., Rhynchonella Mentzeli Buch sp., Terebratula angusta Schloth., Spiriferina Mentzeli Dunk., Retzia trigonella Schloth., Diplopora cylindrica und silesiaca Gümb., welche in Oberschlesien nur im unteren Muschelkalk vorkommen, und von welchen die drei ersteren vereinzelt auch im übrigen unteren deutschen Muschelkalk, Terebratula angusta und Retzia

trigonella im Wellenkalk und Trochitenkalk, Spiriferina Menzeli im koburger Trochitenkalke, keine der genannten Arten zusammen mit Ammonites nodosus gefunden wurden. In petrographischer Beziehung weicht besonders der untere Muschelkalk Oberschlesiens von der typischen Entwickelung im westlichen Deutschland ab, indem er unten hauptsächlich aus einem Wechsel von Wellenkalk und dickbänkigen Kalksteinen, oben entweder aus mächtigen Dolomitablagerungen oder aus dickbänkigem, teils porösem, teils dichtem Kalkstein besteht. Zugleich hat die Mächtigkeit dieser unteren Gruppe auf Kosten der mittleren und oberen Abteilung außerordentlich zugenommen, indem sie 170 m, die der beiden anderen aber nur 20 und 10 m beträgt.

3. Der Keuper.

Der Keuper, der oberste der triadischen Schichtenkomplexe, besteht hauptsächlich aus bunten Mergeln von vorwaltend roter, aber neben dieser auch grüner, gelber, grauer, brauner und bläulicher Färbung, die entweder lagenweise scharf miteinander abwechseln, oder Flammen, Streifen und Flecken im Grunde der anderen bilden. Zu diesen Mergeln gesellen sich bunte Schieferletten und Thone, sowie Gyps, Anhydrit, lokal Salzthon und Steinsalz. Der Gyps tritt im Keuper nicht nur in Form unregelmäßiger Stöcke und Lager, sowie dünngeschichteter Flötze, sondern auch und zwar sehr häufig in Trümern, Adern und Schmitzen mit den Mergeln netzartig verflochten auf. Sandsteine, meist feinkörnig und grau, grünlich, rötlich oder weiß gefärbt, nehmen einen bedeutenden Anteil an der Zusammensetzung der Keuperformation und zwar namentlich deren unterster und oberster Etage. Endlich erscheinen auch dolomitische Kalksteine und Dolomite, meist fein krystallinisch oder dicht, selten kavernös und porös, reich an organischen Resten in einzelnen Bänken oder Komplexen von unbedeutender Mächtigkeit. Als sehr untergeordnete Glieder des Keupers sind schließlich noch schwarze, zum Teil von Pflanzenresten angefüllte Kohlenletten und unreine, thonige Kohlen (Lettenkohle) anzuführen. Bei Siwierz in Polen werden zwei 30 bis 50 Zoll mächtige Flötze und ein 80 Zoll mächtiges Flötz von Keuperkohlen mit Vorteil abgebaut. In Thüringen kommt Lettenkohle namentlich bei Mattstedt unweit Weimar, bei Tennstädt, Mühlhausen, Sonneborn, Arnstadt, in Franken z. B. bei Kissingen und Würzburg vor.

Paläontologischer Charakter. Sind auch die Gattungen Equisetum (vertreten durch E. arenaceum Brongn.), Schizoneura mit Sch. Lehmanniana Göpp. sp., — Danaeopsis mit D. marantacea Presl. sp., — Lepidopteris mit L. Stuttgartiensis Brongn. sp., — Clathropteris mit Cl. Münsteriana Schenk., — noch höchst charakteristisch für den Keuper, so fangen doch die Equisetaceen und Farne bereits an, etwas

in den Hintergrund zu treten, während sich die Cycadeen auf deren Kosten zu entfalten beginnen. Pterophyllum Jaegeri Brongn., Pterophyllum longifolium Brongn., Pterophyllum Braunianum Göpp. (Fig. 324) sind ihre verbreitetsten Angehörigen, während in den Gattungen Zamites, Pterozamites, Otozamites ganz neue Cycadeentypen erscheinen. Neben ihnen spielen auch Coniferen eine nicht unbedeutende Rolle; ihr hauptsächlichster Vertreter ist Glyptolepis Keuperiana. Zu ihnen gesellen sich die neuen Gattungen Pallisya, Thuites, Palaeoxyris.

Die Fauna des Keupers ist eine ärmliche. Diejenige seiner unteren Schichten (der Lettenkohlengruppe) kann als eine verarmte Muschelkalkfauna bezeichnet werden. Eine größere Anzahl Conchylien gehen aus der



Fig. 324. Pterophyllum Braunianum Göpp. Nach *F. Römer*.



Fig. 325. Estheria minuta Alb. Nach *F. Römer*.

letzteren in jene hinauf, so Gervillia socialis und costata, Myophoria vulgaris u. s. w.; Gervillia subcostata und Myophoria Goldfussi, in Süddeutschland schon im Muschelkalk vertreten, erreichen hier ihre Hauptentwickelung; andere, wie Myophoria transversa Born., Struckmanni Stromb., Anoplophora lettica Qu. treten neu hinzu. Corbula Keuperiana und Myophoria Raibliana, eine mit der alpinen Keuperfauna gemeinsame Form, spielen in einer weit verbreiteten Schicht des mittleren Keupers eine nicht unwichtige Rolle. Von den Conchylien des oberen Keupers sind Avicula contorta, Taeniodon Ewaldi, Protocardia rhaetica verbreitet, einige zeigen nahe Verwandtschaft mit tieferen Formen, wie Myophoria postera mit Myophoria elegans, andere mit höheren, wie Lima praecursor mit Lima gigantea. Bewohner tieferen Wassers wie Cephalopoden fehlen ganz (nur im thüringischen Grenzdolomit wurde 1 Exemplar von Ceratites Schmidi Zimmerm. gefunden), Brachiopoden sind nur lokal durch ganz vereinzelte Exemplare von Terebratula

vulgaris vertreten. Sehr häufig sind Estheria minuta (Fig. 325) und Lingula tenuissima. Zahlreich vertreten sind Fisch-, Labyrinthodonten-

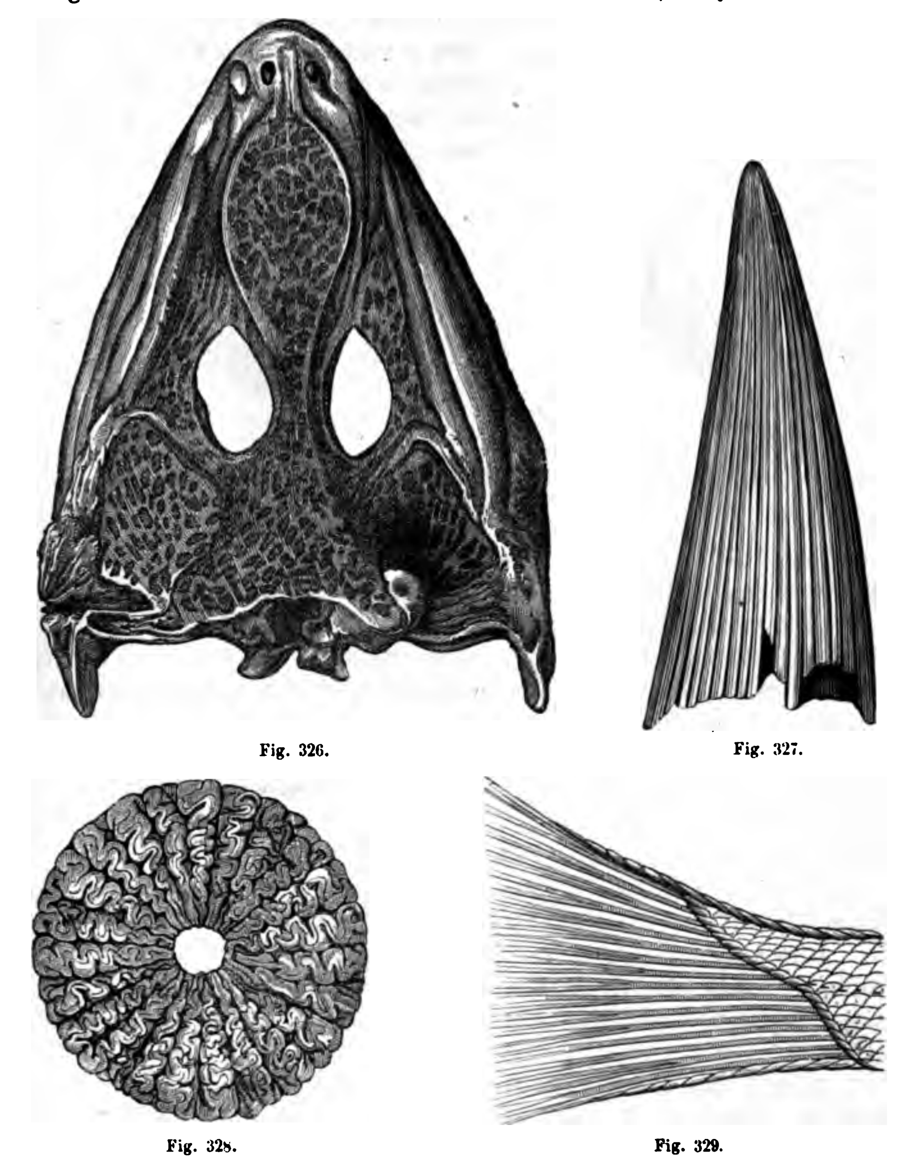


Fig. 326. Fig. 327. Fig. 328. Fig. 329.

Fig. 326. Schädel von Mastodonsaurus Jaegeri Holl. — Fig. 327. Zahn von Mastodonsaurus. — Fig. 328. Durchschnitt eines Zahnes von Mastodonsaurus, die gekrösartig gewundene Zahnsubstanz zeigend. — Fig. 329. Schwanz von Semionotus Bergeri Ag., eines der letzten heterocerkalen Ganoiden mit nur noch geringer Unsymmetrie der Schwanzflossen.

und Saurierreste, von welchen Schuppen, Zähne, Knochen und Koprolithen einzelne Lagen ganz erfüllen. Die Fische sind besonders vertreten durch

Arten der Gattungen Hybodus, Acrodus, Saurichthys. Hervorzuheben ist Semionotus Bergeri Ag. (Fig. 329), dessen ausgezeichnet erhaltene Abdrücke aus dem Keupersandstein von Coburg und anderen Orten erkennen lassen, dass zwar die Asymmetrie des Schwanzes dieses Ganoiden allerdings noch vorhanden, aber bei weitem nicht so stark entwickelt ist, wie bei den heterocerkalen Ganoiden der paläozoischen Periode. Ein anderer Fisch, Ceratodus (Fig. 330 *b*), dessen flache, fächerförmig gefaltete und

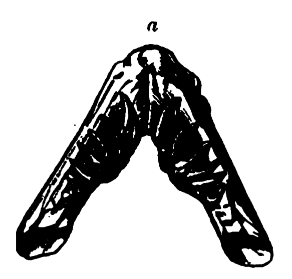




Fig. 330. *a* Unterkiefer des lebenden Ceratodus aus Australien. — *b* Unterkiefer von Ceratodus Kaupi aus der Lettenkohlengruppe von Stuttgart.

am Rande tief ausgezackte Zähne namentlich in der Lettenkohlengruppe Württembergs und Thüringens häufig sind, hat neuerdings deshalb besonderes Interesse auf sich gezogen, weil man dieses bis jetzt für ausschließlich mesozoisch gehaltene Dipnoier-Genus sowohl in Ablagerungen der paläozoischen Periode, als auch und zwar noch lebend in Australien gefunden hat (Fig. 330 *a*).

Von Labyrinthodonten ist Mastodonsaurus Jaegeri Holl. erwähnenswert, von dem vollständig erhaltene Schädel bekannt sind (Fig. 326). Seine gewaltigen längsgerieften Zähne zeigen, im Dünnschliffe unter dem Mikroskope betrachtet, zahlreiche, ungefähr radial verlaufende, wellig gewundene Linien, welche die gekrösartige Struktur der Zahnsubstanz verraten (Fig. 327 und 328). Von Sauriern ist Nothosaurus nicht selten.

Dem Stubensandsteine des mittleren Keupers von Kaltenthal unweit Stuttgart wurde eine Grupe von 24 Individuen eines kleineren, im Baue seines Schädels vogelartigen Sauriers, Aëtosaurus ferratus Fraas, entnommen.*)

In dem obersten Keuper (Bonebed) von Württemberg findet sich ein seltener kleiner zweiwurzeliger Zahn, der einem Beuteltiere zugeschrieben wird, das man Microlestes antiquus Plien. genannt hat. In ihm treten uns die Reste des ältesten die Erde bewohnenden Säugetieres entgegen. Auch in dieser Klasse eröffnen somit die unvollkommensten Vertreter den Reigen, der in der Mannigfaltigkeit der Jetztwelt gipfeln sollte.

---

*) O. Fraas. Aëtosaurus ferratus Fr. Stuttgart 1877.

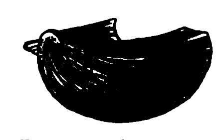
Gliederung des Keupers. Wie der Muschelkalk lässt sich auch die Keuperformation gewöhnlich auf eine ganz natürliche Weise in drei Etagen gliedern, welche freilich in ihren verschiedenen Bildungsräumen in einer sehr wechselnden Mächtigkeit und nicht immer mit denselben petrographischen Eigentümlichkeiten entwickelt sind:

a) Untere oder Lettenkohlengruppe; Kohlenkeuper. Dieser Komplex erreicht etwa 70 m Mächtigkeit, schließt sich eng an den Muschelkalk an und besteht aus grauen Sandsteinen (dem Lettenkohlen- oder Hauptsandstein), dunkelen Letten und Schieferthonen mit zahlreichen Pflanzenresten, aus Mergelschiefern (zum Teil voll von kleinen Schalenkrebsen, dann Bairdien- oder Estherienschichten genannt) und dolomitischen Kalksteinen, zwischen welchen in Thüringen, Franken, Schwaben und in der Gegend von Basel schmale Flötze von thoniger, unreiner, nur selten abbauwürdiger Kohle (Lettenkohle) eingeschaltet sind. Araucarioxylon thuringicum Bornem., Widdringtonites Keuperianus Heer, Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Pterophyllum longifolium, Glyptolepis Keuperiana sind für diese Gruppe besonders bezeichnend. In Thüringen, Franken und Schwaben beginnt die Gruppe des Kohlenkeupers mit den höchst charakteristischen, mineralogisch gewöhnlich durch ihren Glaukonitgehalt ausgezeichneten Bairdien-Schichten, das mittlere Niveau wird durch den Lettenkohlensandstein eingenommen, seinen Abschluss und einen scharf bezeichneten oberen Horizont findet der untere Keuper in einigen Bänken eines dichten oder feinkörnigen Dolomites, welcher namentlich Myophoria Goldfussi, daneben Gervillia socialis u. a. führt und als Grenzdolomit bezeichnet wird. Abgesehen von Überresten von Fischen und Sauriern, welche z. B. bei Tübingen und Heilbronn und an verschiedenen Punkten Thüringens eine förmliche Knochenbreccie bilden, und von Zähnen des Ceratodus haben sich in der Lettenkohlengruppe wohlerhaltene Skeletteile, so der Schädel von Mastodonsaurus Jaegeri gefunden.

b) Mittlere Gruppe, bunte Keupermergel, Gypskeuper. Die Mächtigkeit dieser höchst charakteristischen, grellfarbigen und buntscheckigen Mergelgruppe schwankt zwischen 100 und 300 m. In ihrem unteren Niveau umfassen die bunten Mergel Einlagerungen von Gypsen und Thonen, in Lothringen Steinsalz (bei Dieuze 13 Salzlager mit 50 m Gesamtmächtigkeit). Die Mergel sind, abgesehen von Labyrinthodonten-Knochen, Zähnen und Koprolithen, aller organischen Reste bar und setzen in Thüringen und am Harz fast ausschließlich den mittleren Keuper zusammen. Nur eine ihren unteren Schichten eingelagerte wenig mächtige Dolomitbank mit Bleiglanz und Schwerspat (die Corbulabank), welche nördlich vom Harz, in Thüringen, Franken und Schwaben verbreitet ist, zeichnet sich durch häufigeres Vorkommen von Corbula Keuperina aus, neben welcher seltener Myophoria Raibliana gefunden wird. In Süddeutschland

wechsellagern die bunten Mergel dieser mittleren Keupergruppe mit 3 bis 8 m mächtigen Sandsteinschichten und Dolomitbänken. Erstere sind als Schilfsandstein und als der etwas höher liegende Stubensandstein bekannt; jener führt Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Lepidopteris Stuttgartiensis, Pterophyllum Jaegeri, sowie Labyrinthodonten- und Fischreste; letzterer den bei Coburg, Römhild u. a. O. in ausgezeichneter Erhaltung gefundenen Semionotus Bergeri und die aus der Gegend von Stuttgart stammenden Aëtosaurus ferratus Fraas und Belodon Kapffi.

c) Obere Gruppe, das Rhät, Zone der Avicula contorta. Schichtenkomplex von vorwaltenden hellen, feinkörnigen Sandsteinen, welche von grauen, sandigen Schieferthonen überdeckt werden und die Reste von zahlreichen Gefäßkryptogamen und einigen zwanzig Gymnospermen umschließen. Sie finden sich namentlich im Rhät von der Theta bei Bayreuth und von Veitlahn bei Culmbach, wo sie durch ihre Häufigkeit zur Bildung schwacher Kohlenflötze beitragen. Die wichtigsten hierher gehörigen Formen sind: Equisetum Lehmannianum, Equisetum Münsteri, Lepidopteris Ottonis, Zamites distans, Pterophyllum Braunianum, Pterophyllum Münsteri, Thaumatopteris Münsteri. Diese rhätische Flora ist zwar der des übrigen Keupers nahe verwandt, jedoch erscheinen ihre wichtigsten und charakteristischsten Vertreter zuerst im Rhät selbst und gehen zum Teil in die Juraformation über. Man hat deshalb auch wohl die rhätische Gruppe zum Lias, also zum untersten Jura gezogen oder dieselbe als eine Zwischenbildung zwischen dieser Formation und dem Keuper bezeichnet (siehe jedoch Seite 367).


Fig. 331. Avicula contorta Port.

Die Schichtungsflächen des rhätischen Sandsteines und des ihn überlagernden Schieferthones werden nicht selten von (Taeniodon) Protocardia Ewaldi Born., Anodonta postera Fraas, Protocardia Rhaetica Mer., Avicula contorta Port. (Fig. 331), Estheria minuta Alb. in dichtem Gedränge bedeckt. Der oberen Etage dieses Sandstein- und Schieferthonkomplexes gehören einige dünne Lagen an, welche bei einer Mächtigkeit von nur einem oder wenigen Zollen oft dermaßen mit Zähnen und Knochen von Fischen und Sauriern angefüllt sind, dass sie eine förmliche Knochenbreccie bilden und Bonebed genannt werden. Die häufigsten Fischzähne dieser Schichten gehören Hybodus minor, Acrodus minimus und Saurichthys acuminatus, die Reptilienreste den Gattungen Nothosaurus, Termatosaurus an, welche den liasischen Plesiosauren schon nahe verwandt sind. Aus dem Bonebed und zwar aus der Nähe von Stuttgart stammen auch die bereits erwähnten Beuteltierzähne (Microlestes antiquus). Die obere Etage des Keupers wird wegen ihres Reichtumes an

der allgemein verbreiteten Avicula contorta Port. als Zone der Avic. contorta bezeichnet.

Im südlichsten Teile von **Schweden**, in Schonen, tritt namentlich in der Gegend von Högenäs und Helsingborg ein lokal Pflanzen und Kohlen führendes rhätisches Schichtensystem auf, welches aus einer 240 m mächtigen Gruppe von Sandsteinen und Schieferthonen besteht, denen vier Steinkohlenflötzchen, sowie einige Sphärosiderit-Horizonte eingeschaltet sind. Außer Mytilus, Pecten, Taeniodon, Ostrea, Avicula, Protocardia und Cardinia führen gewisse Schichten Equisetum, Gutbiera, Sagenopteris, Dictyophyllum, Nilsonia, Podozamites, Palissya, Schizolepis u. a.*)

Über die speziellere Gliederung des Keupers giebt folgende Tabelle einen Überblick (s. S. 566—567).

Verbreitung der Trias in Deutschland. Die oben beschriebene echte Trias ist eine fast ausschließlich deutsche Formation, nur bei Basel und am Westabfalle der Vogesen, sowie in Oberschlesien überschreiten ihre äußersten Ausläufer die Grenzen Deutschlands. Innerhalb dieser letzteren kann man vier größere, zum Teil sehr ausgedehnte, triadische Territorien unterscheiden: das norddeutsche, das fränkisch-schwäbische, das von Elsass und Lothringen und das oberschlesische. So gehören denn die Flussgebiete der Werra, Fulda und Leine, der Unstrut und der Saale, des Mains und des Neckars zum größten Teile dem Gebiete der Trias an. In Norddeutschland nehmen triadische Gebilde die ganze weite Fläche zwischen Thüringer Wald und Harz ein, so dass Weimar, Jena, Erfurt, Gotha und Mühlhausen auf triadischem Boden gebaut sind. Von Thüringen aus dehnt sie sich in nordwestlicher Richtung über die Weser, über Pyrmont bis in die Gegend von Osnabrück und Ibbenbühren aus, umgürtet, wenn auch zum Teil von Jura, Kreide und Diluvium überlagert, den westlichen, nördlichen und östlichen Abfall des Harzgebirges und bildet zahlreiche Erhebungen und Rücken in dem Hügellande von Hannover und Braunschweig, sowie in demjenigen zwischen Eisleben und Magdeburg, und tritt endlich in Gestalt kleiner isolierter Inseln bei Lüneburg, Altmersleben bei Calbe und bei Rüdersdorf (unweit Berlin) aus dem Diluvium der norddeutschen Tiefebene und auf Helgoland aus der Nordsee hervor. Erbohrt wurde ferner Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Dahme, Hänchen und Stade, Muschelkalk in dem von Hänchen, Keuper in dem Bohrloch bei Cottbus, sowie in solchen bei Bromberg. Endlich lagern auf dem Südostende der skandinavischen Halbinsel bei Högenäs und Helsingborg Sandsteine mit eingeschalteten Kohlenflötzen,

*) Ed. Erdmann. Descript. de la formation carbonif. de la Scanie. Stockholm 1873. — A. G. Nathorst. Beitäge zur fossilen Flora Schwedens. Rhätische Pflanzen von Palsjö. Stuttgart 1878; — Floran vid Bjuf, Stockholm 1878; — Floran vid Höganäs och Helsingborg. Stockholm 1877. — B. Lundgren. Faunan i den Stenkolsf. Format. i nordvest Skane. Lund 1878.

	In Oberschlesien und Polen nach *Frd. Römer.*	Am südlichen Rande des Harzes nach *von Seebach* und *Eck.*	Im östlichen Thüringen nach *E. E. Schmid.*	Im mittleren und westlichen Thüringen nach *Heinr. Credner* u. *Tegetmeyer.*	In Hessen nach *Moesta.*	Bei Meiningen nach *Emmrich, Proescholdt* und *Frantzen.*
Rhätische Gruppe, oberer Keuper.	Hellewalder Estherienschichten mit Estheria minuta. Wilmsdorfer Schichten mit pflanzenführenden Sphärosideriten (Pteroph. Braunianum, Lepidopteris Ottonis, Equis. Lehmannianum).	Fehlt.	Fehlt.	Thonmergel u. sandig-thonige Schichten des Rhät mit Protocardia Rhaetica, Protoc. Ewaldi, Avicul. contorta, Modiola minima. Quarzsandstein mit »Anodonta« postera und Protocardia Ewaldi.	Dunkle, bröckelige Schiefer mit weißem, feinkörnigem Sandstein, voll Protocard. Ewaldi. Rote od. violette, thonige od. sandige Mergel mit Bänken eines feinkörnigen Sandsteines, in diesem undeutl. Pflanzenreste.	Gelbe Sandsteine mit Cardium cloacinum. Nur am großen Gleichberg.
Mittlerer Keuper.	Eigentlicher Keuper, bunte Thone, welchen die Kalksteine v. Woischnik, die Breccien von Lissau, die Kohlen von Blanowice, die Eisensteine von Poremba (z. T. mit Saurichthys, Termatosaurus) zwischengelagert sind.	Rote u. grüne Mergel, Gyps, Bänke mit Corbula Keuperina, Myoph. Raibliana in den unteren Schichten u. dolom. Steinmergel mit Anoploph. u. Fischresten.	Bunte dolomitische Mergel mit Gypseinlagerungen.	Bunte Mergel, worin Semionotus-Sandst., Kalkst. mit Turb. Theodori, Steinmergel. Schilfsandstein-Äquivalente. Gypsführende bunte Mergel, worin Bänke mit Corbula Keup. u. Myoph. Raibl., Steinmergel.	Graue Steinmergel, zu oberst mit einer kalkigen Schicht voll Schuppen und Zähnen von Fischen. Gypsführende Mergel.	Bunte Keuperletten. Semionotus-Sandstein. Steinmergel mit Turbonilla Theodori und Anoplophora Keuperina (Lehrberger Schichten). Bunte Mergel und Letten. Schilfsandstein mit Pflanzenresten. Blaue und rote Thone und Mergel mit Gyps und Steinmergelbänken.
Unterer Keuper od. Lettenkohlengruppe.	Lettenkohlengruppe v. Groß-Strehlitz, Tarnowitz u. a. O. Graue und rote Thone mit braunem Dolomit und grünlichem Sandstein.	Grenzdolomit mit Myophor. Goldfussi. Rote und grüne Mergel mit Dolomiten, diese mit Equisetum, Acrodus, Myacites. Graue Thone mit Sandsteinen u. grauem Kalkstein. Lettenkohlensandstein, grauer, glimmerreicher Sandstein, m. viel Pflanzenresten u. einem Lettenkohlenflötzchen. Blaugraue Thone mit Schichten von gelblichem Zellendolomit.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi, Letten, Mergel wechsellagernd. 4 m. Gruppe der lichten Mergel. Graue Sandsteine mit Mergellager voll Resten v. Labyrinthodont. u. Fischen. 10 m. Ockerdolomit. Graue Schieferletten (7 m), reich an Equiseten und Farnen, mit Lettenkohlenflötzen (deshalb Kohlenletten gen.). Ockerdolomit u. Mergel.	Lettenkohlendolomit mit Myoph. Goldfussi. Braune u. grünliche Mergel. Lettenkohlensandstein mit einem Flötz schwefelkiesreicher Lettenkohle mit Resten von Equis. arenaceum, Danaeopsis marantacea, Fischen und Sauriern. Grünlich-graue schieferige Letten. Dolomitische Kalke. Mergelschiefer mit Ling. tenuissima, Estheria minuta.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi. Dunkle Schieferthone u. Letten. Grauer Lettenkohlensandstein mit Equisetum und Danaeopsis. Mergelige Letten.	Grenzdolomit mit Myophoria Goldfussi. Rote und grüne Schieferletten. Hauptsandstein. Dolomitbänke. Cardinienschichten, Schieferletten, Sandsteine, Dolomite mit Cardinien, Myophorien, Fischzähnen, Estherien. Dolomite und Letten mit Lingula tenuissima, Myophoria Goldfussi und Bairdia.

Gliederung des Keupers. (Fortsetzung.)

	Bei Würzburg nach *Sandberger* und *Nies*.	In Württemberg nach *Alberti* u. A.	Am Südabhange des Odenwaldes nach *Benecke*.	Am südöstlichen Schwarzwalde nach *Schalch*.	In Elsass-Lothringen nach *Benecke*.	In England nach *Lyell*.
Rhätische Gruppe, oberer Keuper.	Fehlt.	Schwache Thonlagen und gelber Sandstein, bis 10 m mächtig, mit Bleiglanzeinsprenglingen, Avicula contorta, Anodonta postera, Gerv. praecursor, Protocardia Rhaetica, sowie mit Bonebed, dies z. B. mit Microlestes, Hybodus, Ceratodus.	Bonebed-Thon, magere schwarze Thone m. viel Schwefelkies; zu unterst Zahn- und Knochenbreccie von Hybodus Acrodus, Ceratodus, Gyrolepis. Bonebed-Sandstein, gelbliche, feinkörnige, rauh anzufühlende Sandsteine, m. Equiseten, Anodonta postera, Protocard. Ewaldi, Avic. contorta.	Fehlt.	Fetter, tiefroter Thon. Sandsteine u. schwarze, magere Thone m. Kohlenschmitzchen, Av. contorta, Gerv. praecursor, Fischzähne.	Zone der Avicula contorta, Sandsteine mit Estheria minuta, Avicula contorta, Protoc. Rhaetica, Bonebed, mit Acrodus Hybodus, Saurichthys, Gyrolepis.
Mittlerer Keuper.	Semionotus-Sandstein. Bunte Mergel mit einzelnen Sandsteinbänken. Horizont Beaumont's. Steinmergel m. Turbon. Theodori u. Anoplophora Münsteri (Lehrberger Schichten). 3,3 m. Gypsfreie bunte Mergel. 18,71 m. Schilfsandstein, reich an Pflanzen. Dolomitbank und Mergel mit Estherien. Mergel mit Myoph. Raibl., bleiglanzführender Dolomit. Bunte Mergel und Gyps, 152 m.	Rote Knollenmergel m. Zanclodon, 15—20 m, mit Brandschieferlagen. Weiße, grobkörnige Sandsteine (Stubensandstein) mit Semionotus, Belodon. Bunte Mergel mit Dolomitlagen. Kieselsandstein mit Pseudomorphosen nach Steinsalz; Dolomitbank mit Turb. Theodori. Bunte Mergel (Gyps). Grüne, rotfleckige Bausandsteine (Stuttgarter Werksandsteine, Schilfsandstein) mit Equis. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Lep. Stuttgartiensis, Danaeopsis marantacea. Bunte Mergel (dunkelfarbiger), Gyps und Steinmergel, mit der Corbulabank.	Knollenmergel, Dolomitknollen in roten und weißen Mergeln, mit Knochen, bis 25 m. Bunte Mergel m. Kieselsandstein, sowie Steinmergel mit Fischschuppen und Saurierresten. Rote Mergel, 50—70 m. Schilfsandstein (Keuperwerkstein), 12—14 m, reich an Pflanzenresten. Untere Mergel mit Gyps, etwa 70 m.	Bunte Mergel. Stubensandstein, feinkörnig, feldspatreicher Sandstein. Bunte Mergel, 5 m. Dolomitische Kalksteine, 5 m, mit Anoplophora, Turbonilla. Bunte Mergel, 5 m. Rötlicher oder violetter Schilfsandstein, 8 m, mit Equiset. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Mastodonsaurus Jaegeri. Bunte Mergel und Gypse wechsellagernd, 35—40 m.	Obere bunte Mergel m. dem Hauptsteinmergel, dem oberen Steinmergel. Rote Letten mit Gyps (10 m). Hauptsteinmergel (Horizont Beaumonts). Sandstein (Schilfsandstein) lokal mit Kohlen, Cal. arenaceus, Pteroph. Jaegeri, Voltzien. Untere bunte (meist rote) Mergel mit Gyps und Steinsalz (z. B. bei Dieuze), häufige Steinsalzpseudomorphosen.	Bunte Mergel mit einzelnen Sandsteinlagen, sowie mit Gyps u. Steinsalzeinlagerungen. Keupersandstein mit zwischengelagerten Mergeln.
Unterer Keuper oder Lettenkohlengruppe.	Grenzdolomit, 1,14 m. Schieferthone mit Dolomit. Anoplophora lettica, Ling. tenuiss., 5 m. Hauptsandstein mit Equis. arenaceum, Calamites, Voltzia, zuweilen Kohlenflötzen, 16 m. Drusendolomit. Anoplophorensandstein (Widdringtoniensandstein), 4 m. Weißgraue Anoplophorenschiefer m. Anoplophora lettica, 2 m. Graugrüner Schieferletten, 9 m.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi, transversa. (Lokal Gyps.) Gelbe dol. Kalksteine u. graue Schieferthone. Estheria minuta, Ling. tenuiss., Myoph. Goldf., Ceratodus. (Hohenecker Kalkstein.) Lokal ein Lettenkohlenflötz. Lettenkohlensandstein mit Eq. arenaceum, Danaeops. marantacea, Fisch- u. Saurierresten. Gelbe dol. Kalke und graue Schieferthone. Ling. tenuiss., Esth. minuta.	Grenzdolomit m. Lingul. u. Estheria. Sandschiefer mit lettenkohliger Schicht. Dolomite, schieferige Sandsteine, Letten und Mergel mit Anoplophoren, Myoph. Goldf. Hauptsandstein. Widdringtoniensandst. Thone m. dunkelen Kalkplatten. Anoplophorenschiefer. Gelbe Dolomite mit Estherien und Lingula.	Grenzdolomit. Oben m. dem Hauptbonebed, sonst mit Myophoria Goldfussi, Myophoria Struckmanni, Gerv. substriata Anoplophora lettica, Corbula triasina, Knochenfragmente. Lettenkohlensandstein mit Equiset. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Kohlenflötzchen; Estherienschicht., Dolom. m. Anoplophoren. Unterer Dolomit m. Bonebed mit Gerv. substriata, Myoph. Goldfussi, Estheria minuta, Fisch- u. Saurierresten.	Grenzdolomit. Myoph. Goldfussi, Nothosaurus, Mastodonsaurus. Bunte Mergel und blaue oder schwarze Thone mit Pflanzenresten.	Dolomitisches Konglomerat mit Reptilienresten (Thecodontosaurus und Palaeosaurus).

welche eine Lokalfazies der rhätischen Gruppe repräsentieren. Die norddeutsche Trias ist demnach von einem Meere abgelagert worden, über dessen Spiegel der Harz als eine Insel paläozoischen Ursprunges hervorragte und dessen südliches Ufer der Thüringer Wald und weiter östlich die dyadische Zone von Saalfeld-Altenburg bildete.

Ein noch bedeutenderes Terrain nimmt die Trias in Süddeutschland ein und bildet, im allgemeinen betrachtet, eine weite, flache Mulde, welche nordöstlich vom Fichtelgebirge und Thüringer Walde, westlich vom Sauerlande, dem Taunus, den Graniten und Gneißen des Schwarzwaldes und dem Rheinthale begrenzt und nach Süden und Osten zu von den jurassischen Gebilden der Rauhen Alb und der fränkischen Schweiz gleichförmig überlagert wird. Die Städte Bamberg, Würzburg, Heidelberg, Heilbronn, Stuttgart, Ansbach, Nürnberg und Erlangen liegen im Gebiete der süddeutschen Trias.

Jenseits des Rheines setzt diese Formation das ganze Haardtgebirge, die größere nördliche Hälfte der Vogesen und das lothringische Hügelland westlich von diesen zusammen. Von diesem ausgedehnten Areale aus zieht sich eine schmale triadische Gesteinszone in nördlicher Richtung zwischen Luxemburg und Trier hindurch und, durch spätere Auswaschungen in einzelne Schollen zerschnitten, über Gerolstein durch die Eifel bis nach dem durch seinen Bleiglanzbergbau berühmten Commern. In jedem dieser drei Verbreitungsgebiete der Trias sind Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in einer von der beschriebenen normalen Schichtenreihe nur wenig abweichenden Weise zur Ausbildung gelangt. Nur in jenem eben erwähnten nördlichen Ausläufer der lothringischen Trias ist die untere Abteilung des Muschelkalkes in der Weise durch sandige Bildungen vertreten, dass sie anfänglich (so bei Saarbrücken) nur den Wellenkalk, weiter nach Norden auch bereits die mittlere Gruppe der Muschelkalkformation ersetzen, bis endlich (z. B. an der Attert) die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes auf 4, ja bis zu einem Fuße herabsinkt. Diese außerordentlich schwache Entwickelung des Muschelkalkes bereitet auf die englische Fazies der Trias vor, woselbst jene Formation gar nicht mehr zur Ausbildung gelangt ist, sondern wo Keuper direkt auf Buntsandstein lagert.

In dem vierten der deutschen triadischen Distrikte, dem von Oberschlesien, sind alle drei Abteilungen der Trias vertreten. Dort bildet diese Formation das wellige Flachland und die bis zu 400 m hohen Bodenerhebungen, welche sich aus der Gegend von Oppeln und Kosel an der Oder in östlicher Richtung bis nach Polen hinein erstrecken, und gewinnt durch ihre bereits erwähnte Erzführung eine große technische Bedeutung. Von den drei Unterabteilungen der Trias hat der Buntsandstein die geringste Ausdehnung, beschränkt sich auf schmale Streifen am Rande der Muschelkalkzüge und wird durchschnittlich 30, seltener 70 m mächtig. Der Muschel-

kalk bildet einen über 10 Meilen langen und 1 bis 3 Meilen breiten, flachen Rücken, welcher sich von Krappitz an der Oder über Tarnowitz und Beuthen bis nach Olkusz in Polen zieht und an welchen sich beiderseitig zahlreiche Ausläufer und isolierte, inselförmige kleine Partieen anschließen. Seine Mächtigkeit beträgt fast 200 m, von denen etwa 170 auf die untere, 15 auf die mittlere und etwa ebensoviel auf die obere Abteilung des Muschelkalkes kommen. Der Keuper ist in Oberschlesien bis 200 m mächtig, nimmt, freilich zum Teil von einer Diluvialdecke verborgen, einen gegen 100 Quadratmeilen grossen Flächenraum im Norden des Krappitz-Olkuszer Muschelkalkrückens ein und besteht aus den Äquivalenten der westdeutschen Lettenkohle, der Mergelgruppe und endlich des Rhät. Die Trias ist somit in Oberschlesien sehr vollständig repräsentiert, in Niederschlesien hingegen sind nur Buntsandstein und unterer Muschelkalk, welcher sich in seiner Entwickelung an den oberschle-

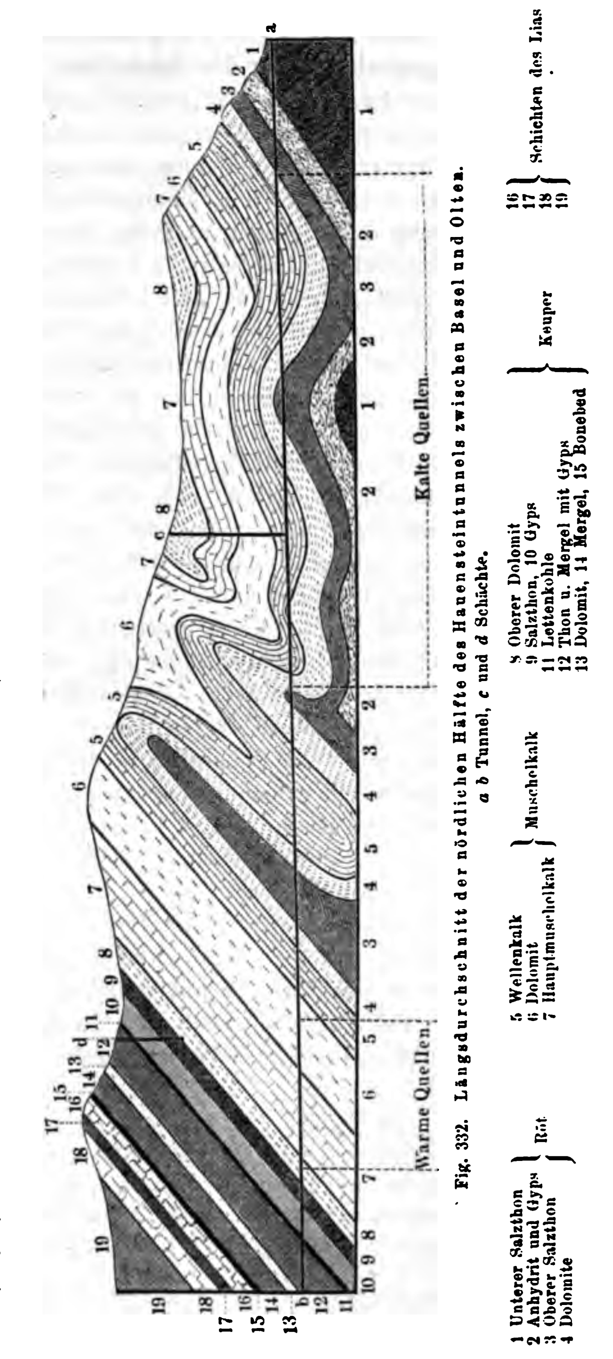


Fig. 332. Längsdurchschnitt der nördlichen Hälfte des Hauensteintunnels zwischen Basel und Olten. *a b* Tunnel, *c* und *d* Schächte.

1 Unterer Salzthon, 2 Anhydrit und Gyps, 3 Oberer Salzthon, 4 Dolomite } Röt
5 Wellenkalk, 6 Dolomit, 7 Hauptmuschelkalk } Muschelkalk
8 Oberer Dolomit, 9 Salzthon, 10 Gyps, 11 Lettenkohle, 12 Thon u. Mergel mit Gyps, 13 Dolomit, 14 Mergel, 15 Bonebed } Keuper
16, 17, 18, 19 } Schichten des Lias.

sischen anschließt, vertreten, und zwar innerhalb der bereits früher erwähnten dyadischen Mulde von Löwenberg, Goldberg und Bunzlau in Gestalt einer schmalen Zone, die sich dem Zechsteine anschmiegt.

Lagerungsverhältnisse der deutschen Trias. Die Schichten der Trias sind überwiegend regelmäßig flach mulden- oder tellerförmig, zum Teil fast vollkommen horizontal gelagert und haben meist nur an den Rändern der Gebirge etwas bedeutendere Störungen, also eine steilere Aufrichtung, Verwerfungen, sowie Knickungen und Biegungen erlitten. Einen Einblick in einen derartigen etwas komplizierteren Schichtenbau gewährt z. B. der Bahneinschnitt bei Sulza in Thüringen, wo die Schichten des Wellenkalkes vielfach geknickt und gebrochen sind, eine Erscheinung, welche sich auf der dort durchsetzenden Dislokationsspalte meilenweit gegen Ost und West fortsetzt. Ähnliche Aufschlüsse bieten sich im Tunnel des Hauensteines im Juragebirge, wo die sämtlichen Schichten des Röt, des Muschelkalkes und des Keupers mehrmals gefaltet, sogar überkippt sind, bis sie endlich im südlichen Teile des Tunnels regelmäßig von dem unteren Jura überlagert werden (siehe Fig. 332). Im Teutoburger Walde bildet der Muschelkalk einen Sattel, auf dessen Flügel der Keuper folgt. Der südwestliche dieser Flügel wird vom Jura und von kretaceïschen Schichten überlagert, besitzt aber z. T. vollständig überkippte Stellung*) (Tunnel von Altenbeken bei Kirchdornberg; s. sub Kreide).

Sehr häufig sind die Schichtenkomplexe der Trias von beträchtlichen Verwerfungen betroffen worden, welche den Gebirgszügen, an die sich erstere anlagern, parallel zu laufen pflegen. Infolge derselben ist der Muschelkalk oder selbst der Keuper bis in das Niveau des Buntsandsteines gesunken, so dass sie nicht selten unter letzteren einzufallen scheinen. Sehr gewöhnlich sind diese Erscheinungen in Thüringen und Hessen, deren Trias von zahlreichen Dislokationslinien und Bruchzonen durchsetzt und sehr bedeutend verworfen wird.**)

Auch im Schwarzwalde ist die Trias von zahlreichen kleineren und größeren, ziemlich parallelen Verwerfungen betroffen worden, wobei der östliche Flügel in die Tiefe gesunken ist, so dass im allgemeinen die Schichten vom Schwarzwalde nach dem Neckar zu in treppenförmigen Sprüngen absinken (Deffner, Baur, Fraas***).

---

*) F. Römer. N. Jahrb. f. Min. 1850. S. 385. — H. v. Dechen. Der Teutoburger Wald. Verh. d. naturw. Ver. f. Rheinl. u. Westf. Bd. XIII. Neue Folge. Bd. III. S. 331.

**) Vergl. H. Bücking. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1880. S. 60. — W. Frantzen. ebend. S. 106. — M. Bauer. ebend. 1881. S. 1. — F. Moesta. ebend. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann. ebend. 1883. S. 383. — A. v. Koenen. ebend. 1883. S. 187; 1884. S. 44; 1885. S. 53.

***) O. Fraas. Die geogn. Profilierung der Württemberg. Eisenbahnlinien. I. Stuttgart. 1883. II. 1884. III. 1885.

Auch die Trias der Vogesen wird von einer etwa 15 Meilen langen Dislokationsspalte durchsetzt, auf welcher der östlich von derselben gelegene Gebirgsteil beträchtlich in das Liegende gezogen ist. Zabern liegt auf Muschelkalk, welcher neben dem Buntsandstein lagert (Fig. 333). Ähnliche Verhältnisse wiederholen sich am Westabfalle des Schwarzwaldes

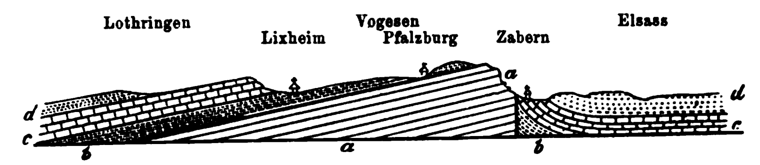


Fig. 333. Profil durch die Vogesen.
a Vogesensandstein (Hauptbuntsandstein). — b Oberer Buntsandstein. — c Muschelkalk. — d Keuper.

nur ist hier der westlich von der Hauptspalte gelegene Gebirgsteil in die Tiefe verworfen. Dem schmalen Senkungsfelde (einer staffelförmigen Grabenversenkung) zwischen Vogesen und Schwarzwalde entspricht das Rheinthal*) (Fig. 334).

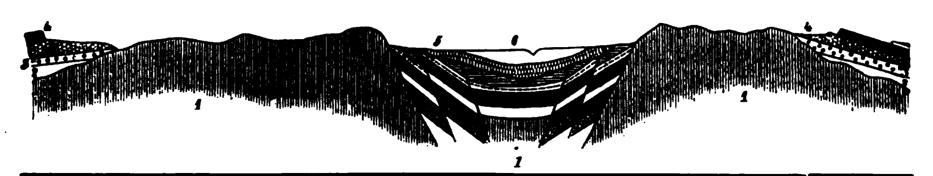


Fig. 334. Idealprofil durch das obere Rheinthal. Nach *H. Laspeyres.*
1 älteres Gebirge. — 2 Karbon. — 3 Rotliegendes. — 4 Trias. — 5. Tertiär. — 6 Diluvium.

Eruptivgesteine im Gebiete der deutschen Trias. War die permische Periode das Zeitalter zahlreicher und gewaltiger Eruptionen von Porphyren und Melaphyren, so sind während der Ablagerung der Trias Durchbrüche von glutflüssigen Gesteinsmassen auf deutschen Territorien nicht erfolgt, so dass hier die gesamte triadische Schichtenreihe ausschließlich sedimentären Ursprunges ist. Auch in späteren Zeitaltern waren die Gebiete deutscher Trias nur selten der Schauplatz von Gesteinseruptionen, — es sind allein Basalte und Dolerite, welche in Gängen und Stöcken den Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper durchsetzen und isolierte Kuppen auf deren Oberfläche bilden; so Nephelindolerit den Katzenbuckel, Basalt den Steinsberg bei Weiler unweit Heidelberg und zahlreiche Kuppen auf dem Südabfalle des Thüringer Waldes (die Steinburg bei Suhl, den großen Gleichberg bei Römhild, den Gebaberg und großen Dollmar bei Meiningen),

*) Vergl. E. W. Benecke. Abh. z. geol. Spezialk. v. Elsass-Lothr. Bd. I. H. IV. Strassburg 1877. S. 794. Hier auch vollständige Litteratur-Angaben.

sowie in der Rhön, ferner in der Umgebung des Vogelsberges und in der Fortsetzung des Habichtswaldes bis zum Teutoburger Walde.

Die englische Trias (New Red Sandstone-Group).

In England*) sind nur die obersten und untersten Glieder der Trias, nicht aber der Muschelkalk zur Ablagerung gelangt, so dass der Buntsandstein, welcher die Basis bildet, nach oben unmittelbar in die Keupermergel übergeht. Deshalb und infolge der Versteinerungsarmut jener Schichtenkomplexe ist eine scharfe Trennung zwischen Buntsandstein und Keuper in England unmöglich.

Die englische Äquivalentbildung des deutschen Buntsandsteines erreicht 600 m Mächtigkeit, besteht vorwaltend aus rötlichen und grünlichen Letten und roten Sandsteinen und umschließt hier und da verkieselte Coniferenstämme. Wie in Deutschland, so sind auch in England, z. B. in Storton Hill bei Liverpool, Fußtapfen von Chirotherium häufig. — Der Keuper beginnt mit 150, in Cheshire und Lancashire mit über 500 m mächtigen Mergeln, welche Estheria minuta führen, auch zuweilen Zähne von Microlestes enthalten und lentikuläre und flötzartige Einlagerungen von Gyps und Steinsalz umschließen, wodurch sie zur Hauptsalzformation Englands werden. Auf sie folgt die Zone der Avicula contorta (das Rhät), bestehend aus schwarzen Schieferthonen, sowie aus weißen Sandsteinen mit Avicula contorta, Protocardia Rhaetica, Estheria minuta und einer dünnen Lage von Knochenbreccie, dem Bonebed, in welchem sich Zähne und Schuppen von Hybodus plicatilis, Saurichthys apicalis, Gyrolepis tenuistriata, Termatosaurus, also mit den Resten der deutschen rhätischen Knochenbreccie identische Skelettfragmente erkennen lassen. Auch Unterkiefer von Microlestes sind angetroffen worden. Der unterste Lias überlagert diese Schichten gleichförmig. Der früher zum Old Red gerechnete Sandstein von Elgin hat ziemlich zahlreiche Reptilienreste (Telerpeton, Stagonolepis, Dicynodon und einige Dinosaurier) sowie Zähne von Ceratodus geliefert.

In Frankreich ist die Trias teils in deutscher, teils in englischer, — in Portugal und Spanien teils in deutscher, teils in alpiner Fazies entwickelt. Im östlichen Spanien, in der Kalksteinzone der Sierra de Gader und um die Sierra Nevada ist Muschelkalk bekannt mit Myophoria laevigata, Myophoria Goldfussi etc., während an anderen Stellen das Kalkflötz fehlt und auf den roten Sandsteinen des Buntsandsteines Keuperbildungen folgen, In Algarbe in Portugal lagern unten Sandsteine mit Equiseten und Coni-

*) E. Hull. The triassic and permian rocks of England. Geol. Survey memoirs. London 1869.

feren, darüber Kalkstein mit Arten des Muschelkalkes, oben Sandsteine und Mergel, welche dem Keuper angehören.

Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.

Die triadische New Red Sandstone-Formation besitzt in zwei Regionen des nordamerikanischen Kontinentes eine bedeutende Ausdehnung: am Ostabhange des Alleghany-Systemes, zwischen diesem und dem atlantischen Ozeane, und zweitens in den Rocky Mountains. An der atlantischen Küste bildet der New Red Sandstone langgezogene schmale Streifen, welche den Gebirgsrücken der Alleghanies parallel laufen und trogartige Vertiefungen und synklinale Thäler innerhalb der archäischen Formation ausfüllen. Dieser triadischen Zone gehört der New Red Sandstone an, welcher die Prince Edwards-Inseln (im St. Lorenz-Golfe) ausschließlich zusammensetzt, die romantische Westküste Nova Scotias, das weite Connecticut-Thal bildet, sich durch New-Jersey, Pennsylvania und Maryland in Gestalt eines schmalen Bandes zieht und in Virginia, Nord- und Südcarolina in Form zahlreicher isolierter Schollen oder Becken auftritt. Obwohl sich diese triadischen Areale auf eine Linie von über 250 Meilen Länge verteilen, bleibt sich doch ihr petrographischer Gesamtcharakter auffällig gleich. Überall sind es rotbraune Sandsteine, die einerseits in untergeordnete Schiefer, andererseits in Konglomerate übergehen und hier und da eine Bank von unreinem Kalksteine, bei Richmond in Virginia und am Deep River in Nordcarolina wertvolle Steinkohlenflötze und Sphärosiderite umschließen. So sind bei Richmond vier Flötze aufgeschlossen, deren unterstes sich stellenweise zu 20 m Mächtigkeit aufbläht und zum Teil direkt auf laurentischen Gneißen auflagert. Fast überall finden sich auf den Schichtenflächen des Sandsteines Wellenfurchen und Eindrücke von vorweltlichen Regentropfen.

Organische Reste sind in dem nordamerikanischen New Red Sandstone im allgemeinen selten. Die aufgefundenen Pflanzen sind Coniferen (Voltzia heterophylla), Cycadeen (Pterophyllum longifolium, Podozamites lanceolatus), Farne (Clathropteris, Pecopteris Stuttgartiensis) und Equisetaceen (Equisetum columnare), besitzen also einen ausgesprochenen triadischen und zwar Keupercharakter. Unter den tierischen Resten aus der amerikanischen Trias wiegen die von Wirbeltieren bei weitem vor allen übrigen vor, und zwar gehören sie nicht nur Fischen und Reptilien an, sondern man hat auch unter ihnen die Spuren von Säugetieren, vielleicht auch Vögeln erkannt, welche dann im Verein mit dem deutschen Microlestes die ältesten Warmblüter auf Erden repräsentieren würden. Die Fische (Catopterus, Ischypterus) sind Ganoiden mit schwach heterocerkalen Schwänzen, — die Reptilien haben nur in seltenen Fällen Knochenteile oder Zähne (so im

Bonebed von Phönixville in Pennsylvanien), meist nur ihre Fußtapfen in dem triadischen Schlamme zurückgelassen. Sie scheinen zum Teil von Labyrinthodonten herzurühren, schwanken in ihrer Größe zwischen wenigen Millimetern und 0,52 m und sind 50 verschiedenen Spezies zugeschrieben worden. Das kolossalste derselben ist Otozoum Moodii, dessen Hinterfuß 0,52 m Länge besaß. Dieses Reptil scheint wie ein Zweifüßler auf den Hinterbeinen gegangen zu sein und nur dann und wann seine Vorderfüße auf den Boden gebracht zu haben, da die Eindrücke der letzteren nur selten deutlich sind. Zahlreiche andere und zwar dreizehige Fußtapfen hat man von Vögeln (oder von auf zwei Vogelbeinen gehenden Dinosauriern) und zwar von 31 Spezies hergeleitet. Manche derselben sind etwa 0,63 m lang (Brontozoum giganteum Hitch., Fig. 335), so dass man bei ihrer Tiefe und bei der Größe des Schrittes auf Riesengestalten schließen darf. In der Trias von Nordcarolina gefundene Unterkiefer (Dromatherium sylvestre Emmons und Microconodon tenuirostris Osborn) gehören ähnlich wie der Stuttgarter Microlestes Beuteltieren an.



Fig. 335. Fußabdruck von Brontozoum (Ornitichnites) giganteum Hitch. nebst sog. vorweltlichen Regentropfen.

Überraschend ist die Unzertrennlichkeit zahlreicher dioritischer und melaphyrartiger Eruptivgesteine und des triadischen New Red Sandstone von Nordamerika, welche überall, selbst in den kleinsten, schollenartigen Partieen der letzteren vergesellschaftet auftreten. Die Eruption dieser Diorite und Melaphyre hat während der Triasperiode stattgefunden, so dass sie zwar die unteren Horizonte des New Red Sandstone durchbrochen haben, dann aber als einstige Decken in Form ausgedehnter und mächtiger Platten den sedimentären Schichtenreihen zwischengelagert sind. Sie zeichnen sich namentlich durch zweierlei aus, durch ihre ausgeprägt säulenförmige Struktur und den Reichtum an sie begleitenden Mineralien. Ersterer verdankt das Connecticut-Thal einen großen Teil seiner romantischen Schönheit und ebenso sind die berühmten Palissaden des Hudsonflusses oberhalb New-York (Fig. 336) die Fassade des Ausgehenden einer in lauter bis 130m hohe Säulen abgesonderten Dioriteinlagerung. In genetischer Verbindung mit diesen Dioriten kommen, wie bereits angedeutetet, zahlreiche Mineralien vergesellschaftet vor, und zwar teils auf Kluft-

flächen in den Dioriten selbst, so die Apophyllite und Datolithe von Bergenhill bei New-York, welche in fast alle deutschen Sammlungen gelangt sind, ferner die Zeolithe des Cap Blomingdon in Nova Scotia, das gediegene Kupfer und Silber, sowie die Kupfererze von New-Jersey, — teils auf Spalten,

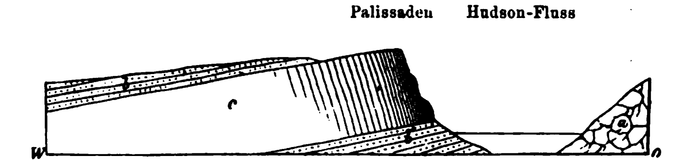


Fig. 336. Profil durch die Palissaden oberhalb New-York.
a Laurentischer syenitischer Gneiß. — *b* Triadischer New Red Sandstone. — *c* Diorit, in 130 m hohe Säulen abgesondert.

welche den benachbarten New Red Standstone in der Nähe des Kontaktes mit dem Diorite durchsetzen, so die Schwerspat- und Kupferglanzgänge von Connecticut.

So viel über die atlantische Zone von New Red Sandstone. Die Formation jenseits des Mississippi, welche man für triadisch angesehen hat, besteht aus ziegelroten Sandsteinen und Mergeln, ist reich an Gypsstöcken, bedeckt große Flächenräume am Ostabfalle der Rocky Mountains, überlagert das Perm ungleichförmig und unterteuft jurassische Schichten. Eine derartige Stellung der betreffenden Formation macht ihr triadisches Alter höchst wahrscheinlich, wenn auch organische Reste aus derselben, abgesehen von einigen Coniferenhölzern, nicht bekannt sind. Endlich mag gleich an dieser Stelle bemerkt werden, dass im äußersten Westen des nordamerikanischen Kontinentes, in der Sierra Nevada, in Idaho und Alaska Kalke mit marinen Resten der alpinen Trias auftreten (siehe S. 588).

Triasablagerungen von der Fazies des New Red Sandstone sind außerdem in der argentinischen Republik (von Stelzner und Geinitz) sowie in Südafrika (als Karoo-Sandstein mit Theriodonten, also Reptilien, welche sich in Gebiss- und Fußgestaltung fleischfressenden Säugetieren nähern) nachgewiesen.

Die Trias in den Alpen.

Litteratur.

F. v. Richthofen. Geogn. Beschreib. der Umg. v. Predazzo, St. Cassian u. d. Seißer Alp in Südtirol. Gotha 1860.

C. W. Gümbel. Geogn. Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges. Gotha 1858 bis 1861. S. 153 bis 429; ferner dessen: Mendel- u. Schlerngebirge. Sitzber. d. k. bayer. Akad. München 1873. I. § 14. Geogn. Profil aus dem Kaisergebirge. ebend. 1874. II. S. 177.

H. Emmrich. Geol. Geschichte der Alpen. Trias. Nachtrag z. I. Teil v. Schaubach's Deutschen Alpen. 2. Aufl. Jena 1873.

F. W. Benecke. Trias und Jura in den Südalpen. München 1866. — Über die Umgebungen von Esino in der Lombardei. Geogn.-paläont. Beitr. II. 3. München 1876. — Erläut. zu der geogn. Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. III. 1885. S. 171.

E. v. Mojsisovics. Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östl. Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1869. S. 91. — Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1874. S. 81. — Das Gebirge um Hallstatt. Mit 32 Tafeln. Wien 1875. — Die Dolomitriffe Südtirols und Venetiens. Nebst Atlas. Wien 1878. — Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. Bd. X 1882. Mit 94 Tafeln.

H. Loretz. Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet d. Gegend v. Ampezzo. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 377.

Stoppani. Essai sur les conditions générales des couches à avicula contorta en Lombardie. Milan 1861. — Les fossiles. Avec. 60 pl. Milan 1862—1867.

R. Lepsius. Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

Außerdem zahlreiche Aufsätze und z. T. umfangreiche paläontologische Monographien von F. von Hauer, E. von Mojsisovics, G. Laube, A. Pichler, Bittner, G. Stache, D. Stur, E. Sueß, Teller, Toula, in den Publikationen der geol. Reichsanstalt zu Wien. Siehe auch F. von Hauer. Die Geologie. 2. Aufl. Wien 1878. S. 331 bis 421, und C. W. Gümbel. Kurze Anleitung zu geologischen Beobachtungen in den Alpen. München 1878. S. 107 und 160, und Geologie von Bayern Bd. I. 1886. S. 643.

Wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, hat die Trias in jedem ihrer Verbreitungsgebiete eine andere Fazies erhalten. In Deutschland zeichnete sie sich durch die scharfe Dreigliederung aus, welcher sie ihren Namen verdankt, — in England waren nur die oberen und unteren Horizonte, nicht aber der Muschelkalk zur Entwickelung gelangt, — in Nordamerika kann von einer der normalen triadischen analogen Gliederung des New Red Sandstone gar nicht mehr die Rede sein, auf dessen Äquivalenz mit der oberen deutschen Trias nur einige wenige, beiden gemeinsame organische Reste hinweisen, am weitesten aber weicht die Trias, wie sie in den Alpen zur Entwickelung gelangt ist, sowohl in petrographischer, wie paläontologischer Beziehung von allen übrigen ab. War auch das Vorhandensein des Muschelkalkes in den Alpen schon vor 50 Jahren nachgewiesen worden, so bedurfte es doch andauerndster Studien, ehe Klarheit in die Schichtenreihe unterhalb, namentlich aber oberhalb dieses Horizontes der alpinen Trias gelangte. Besonders thätig waren auf diesem Gebiete Benecke, Emmrich, Escher von der Linth, Fötterle, Gümbel, von Hauer, von Klipstein, Laube, Lepsius, Lipold, Loretz, von Mojsisovics, Peters, von Richthofen, Stache und Sueß. Abgesehen von außerordentlich komplizierten Lagerungsverhältnissen, Zerstückelungen und Knickungen, sowie von der vollkommenen Unähnlichkeit,

welche die einzelnen Schichtengruppen an gar nicht weit voneinander entfernten Punkten besitzen, ferner abstrahiert davon, dass die deutsche Keuperformation eine wenig mächtige Strand- und Buchtenbildung, — die alpine Obertrias eine viele Tausend Fuß mächtige Ablagerung des hohen Ozeanes ist, war es die Vergesellschaftung von echt paläozoischen Organismen, die man für längst ausgestorben hielt, mit den Resten einer gewissermaßen verfrüht erscheinenden typischen mesozoischen Tierwelt, also von Orthoceras, Nautilus und Goniatites mit Ammoniten (und zwar Ceratites, Trachyceras, Lobites, Arcestes, Tropites, Pinacoceras, Ptychites u. a.), sowie Vorläufern der Belemniten, nämlich Aulacoceras und Atractites innerhalb gewisser Abteilungen der alpinen Obertrias, die, weil bis dahin für unmöglich gehalten, rätselhaft sein musste. Aus den neuesten geologischen Untersuchungen geht zugleich hervor, dass sich in den alpinen Äquivalentbildungen der deutschen Trias eine dreifache Gliederung nur auf künstliche Weise durchführen lässt, — entsprechen doch der eintönigen Strandbildung des deutschen Keupers in den Alpen eine ganze Anzahl von Schichtengruppen mit reichen marinen Faunen, welche außerdem lokal in durchaus verschiedenen Fazies auftreten, während Buntsandstein und Muschelkalk in Deutschland und den Alpen eine gewisse Ähnlichkeit bewahren.

Der Bunte Sandstein besizt in den Alpen ungefähr den nämlichen petrographischen Charakter wie außerhalb derselben, jedoch geringere Mächtigkeit und eine eigentümliche Fauna (Gervillia Clarai, Naticella costata, Tirolites Cassianus).

Der Muschelkalk der Alpen führt gemeinsam mit dem in Nord- und Mitteldeutschland Terebratula vulgaris, Retzia trigonella, Spiriferina fragilis, Spiriferina hirsuta, Rhynchonella decurtata, Terebratula angusta, Lima striata, Gervillia socialis, Pecten discites, Encrinus aculeatus (= tenuis), Encr. gracilis.

Der Keuper aber erscheint in den Alpen ganz anders ausgebildet als in Nord- und Mitteldeutschland. Während er hier aus einem Komplex von vorherrschend thonigen, mergeligen und sandigen Gesteinen besteht, schwellen in den Alpen die kalkigen und dolomitischen Sedimente zu einer so enormen Mächtigkeit an, dass dagegen die Zwischenlagen von thonigen Gesteinen und Sandsteinen oft fast verschwunden sind, obwohl sie in geologischer Beziehung als Horizonte in der oberen Trias großen Wert behalten. Im auffallendsten Gegensatze zu der übrigen Trias findet sich in dem Keuper der Alpen die marine Tierwelt in ungeahnter Formenfülle durch zahlreiche Fische, Krebse, Cephalopoden, Gasteropoden, Muscheln, Echinodermen und Korallen vertreten. Haben wir ferner früher betont, dass während der Ablagerung der ganzen deutschen Trias Gesteinseruptionen nicht stattfanden, so war der Meeresgrund der alpinen Trias der

Gliederung der Triasbildungen in den Alpen.

Nach *Franz v. Hauer.*			Nach *W. v. Gümbel.*			Nach *E. v. Mojsisovics.* Juvavische Triasprovinz.			Mediterrane Triasprovinz		Ungefähre Äquivalente außerhalb der Alpen.
							Vorherrschende Faziesgebilde.	Bezeichnung der Stufen. (Zonen.)	Bezeichnung der Stufen. (Zonen).	Vorherrsch. Faziesgebilde.	
Rhätische Formation.	Dachsteinkalk	Kößener Schichten.	Alpiner Keuper.	Rhätisch. Stock.	Stufe des oberen Dachsteinkalkes.	Rhätische Stufe.	Dachsteinkalk, Kößener Schichten.	Stufe der *Avicula contorta.*		Dachsteinkalk und Kößener Schichten.	Bonebed, rhätische Schichten.
					Rhätische Hauptstufe.						
		Haupt-dolomit		Karnischer Stock.	Stufe des Hauptdolomites u. unt. Dachsteinkalkes.	Karnische Stufe.	Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Korallenriff.	Stufe des *Turbo solitarius* und der *Avicula exilis.*		Hauptdolomit und Dachstein kalk.	Bunter Keuper.
					Gyps und Rauhwacke.						
Obere Triasformation der Alpen.	Cardita-Schichten, Raibler Schicht.				Raibler Schichten.		Raibler Schicht. (Lunzer Sandst.)	Stufe des *Trachyceras aonoides.*	Stufe des *Trachyceras aonoides.*	Raibler Schicht.	
	Kalk- und Dolomit-Gesteine.	Schlern-Dolomit, Esino-Wetterstein-Hallstätter Kalk.		Norischer Stock.	Obere Stufe des Wetterstein- und Hallstätter Kalkes.	Norische Stufe.	Hallstätter Marmor. Dolomit-Riffe. Reiflinger und Draxlehner Plattenkalk.	Stufe des *Tropites subbullatus.*	Stufe des *Trachyceras Aon.*	Cassianer Schichten. Kalk- und Dolomitriffe. Partnach-Schichten.	Lettenkohlen-Keuper.
								Stufe des *Didymites tectus.*	Stufe des *Trachyceras Archelaus* und der *Daonella Lommeli.*	Wengener Schichten (Esino).	
								Stufe des *Arcestes ruber.*			
	Untere Schiefer- und Mergel-Gebilde.	St. Cassianer Schichten. Wengener Schichten.			Untere Stufe (Cassianer-, Wengener oder Partnach-Schichten).			Stufe des *Pinacoceras parma* und *Didymites globus.*	Stufe des *Trachyceras Curionii* und des *Trachyceras Reitzi.*	Buchensteiner Schichten.	
								Stufe des *Pinacoceras Metternichi* und *Arcestes gigantogaleatus.*			
		Buchensteiner Schichten.	Muschelkalk.		Obere Stufe (Partnach-u. Buchenstein-Plattenkalk)		Zlambach-Schicht.	Stufe des *Choristoceras Haueri.*			
Untere Triasformation.	Guttensteiner Kalk oder Virgloria Kalk (alpiner Muschelkalk).				Cephalopoden-Kalk.	Muschelkalk.	Roter Kalk d. Schreiers Alp.	Stufe des *Trachyceras trinodosum*		Virgloria Kalk z. T.	Muschelkalk.
					Brachiopoden-Kalk.		Schwarzer Kalk.	Stufe des *Trachyceras binodosum* und des *Trachyceras balatonicum.*		Schichten von Dont u. Recoaro.	
					Mergelige Schichten.						
	Werfener Schiefer, in Südtirol Campiler u. Seißer Schichten.		Buntsandstein.		Obere Stufe: (Röt) Werfener Sch. z. T., Campiler Sch. Seißer Sch. Untere Stufe: Werfener, Grödener Sch. z. T.	Buntsandstein.	Werfener Schichten.	Stufe des *Tirolites Cassianus* und der *Naticella costata.*		Werfener Schichten. Campiler Schichten. Seißer Schichten.	Buntsandstein.

Schauplatz großartiger Ergüsse von glutflüssigem Materiale und von mächtigen Tuffbildungen.

Bei der kurzen Beschreibung dieser Formation folgen wir zunächst der von F. von Hauer in seiner Geologie (Wien 1878) gegebenen Darstellung und verweisen zugleich auf die W. von Gümbel's Geologie von Bayern B. I (Cassel 1886) S. 702 entnommene Tabelle auf S. 578.

I. Untere alpine Trias.

1. **Werfener Schiefer und Guttensteiner Kalke.** Erstere bestehen aus meist rot, oft aber auch grün und grau gefärbten, schieferigen



Fig. 337. Profil durch die alpine Trias am Steinernen Meer bei Saalfelden. Nach v. *Mojsisovics.*

Rhät.
i Dachsteinkalk.
h Korallenkalk.
Unterer Keuper.
gd Dolomite der Cardita-Schichten.
g Cardita-Schichten.
f weißer Wettersteinkalk.
e roter Plattenkalk.
Wellenkalk.
c u. *d* dunkele Kalksteine. Virgloriakalke.
Buntsandstein.
b Rauchwacke und dunkeler Kalk mit Nat. costata. Guttensteiner Kalk.
a rote Werfener Schichten.

Sandsteinen, die Schichtflächen reich an Glimmerblättchen. In ihren höheren Lagen wechseln sie mit Bänken von schwarzem Kalkstein, die sich an vielen Stellen im Hangenden der Werfener Schiefer zu einem selbständigen Gebirgsgliede, den Guttensteiner Kalken, entwickeln. Lokal bedeutende Gypslager. Die Schiefer mit Myophoria costata, Gervillia (Pseudomonotis) Clarai (Fig. 338), Avicula Venetiana und Steinkernen von anderen Bivalven. Der kalkige Komplex mit Naticella costata, Ammonites (Tirolites) Cassianus. v. Richthofen gliederte die Werfener Schichten in zwei Unterabteilungen: a) Seißer Schichten, b) Campiler Schichten.



Fig. 338. Gervillia (Pseudomonotis) Clarai Emm.

2. **Virgloriakalk oder alpiner Muschelkalk.** Dunkele, helle oder rote, kalkige und dolomitische Gesteine, zuweilen schieferig und mergelig, häufig als Knollenkalk, oft mit Hornstein. Entspricht dem deutschen Wellenkalke.



Fig. 339. Ammonites (Ptychites) Studeri Hauer.

a) Recoarokalk oder Brachiopodenkalk, reich an Brachiopoden, z. B. Retzia trigonella, Spiriferina Mentzeli, Terebratula angusta, Rhynchonella decurtata (Stufe des Trachyceras binodosum).

b) Reiflinger Kalk oder Cephalopodenkalk; neben Brachiopoden zahlreiche Cephalopoden, z. B. Ammonites (Ptychites Studeri (Fig. 339), Trachyceras trinodosum (Stufe des Trach. trinodosum).

II. Obere alpine Trias.

In einer Mächtigkeit von Tausenden von Fußen folgen die Schichten der oberen Trias. Kein anderes Gebilde der Alpen zeigt größere Mannigfaltigkeit in seiner petrographischen Ausbildung sowohl wie dem Habitus der eingeschlossenen Tier- und Pflanzenreste in verschiedenen Gebieten der ganzen Gebirgskette, und kein anderes wechselt rascher, oft in kurzen Distanzen, in seiner gesamten Beschaffenheit.

a. Untere schieferige und mergelige Gesteine.

Buchensteiner Schichten, dunkele hornsteinreiche Knollenkalke und Bänderkalke, darüber kieselige Schiefer mit Einlagerungen von grünem Tuff (Pietra verde).



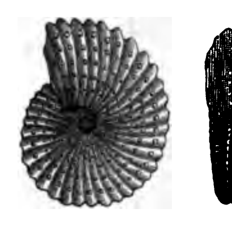


Fig. 340. Halobia (Daonella) Lommeli Wissm.

Schichten von Wengen, dunkele Schiefer mit Tuffsandsteinen wechselnd, mit Halobia (Daonella) Lommeli (Fig. 340) und Ammoniten aus der Gruppe des Trachyceras.

Cassianer Schichten, Mergel und oolithische Mergelkalke. In diesen kommt an der Seißer Alp, namentlich aber am Prelongeiberg eine Fülle wunderbar schön erhaltener Versteinerungen vor, von denen Laube 37 Ammoniten, 3 Orthoceras, 205 Gasteropoden, 70 Acephalen, 33 Brachiopoden, 29 Echiniden, 10 Crinoideen, 42 Korallen und 36 Spongien beschrieb, eine eigentümliche Fauna, welche dazu beiträgt, die Lücke zwischen

paläozoischen und mesozoischen Faunen auszufüllen. Einige ihrer wichtigsten Vertreter sind: Orthoceras elegans Münst., Ammonites Aon Münst. (Fig. 341), Ammonites Eryx Münst., Bellerophon nautilinus Münst., Monodonta Cassiana Wissm., Macrocheilus abovatus M., Phasianella Bronni Wissm., Murchisonia Blumi Münst., Nucula lineata Goldf., Nuc. strigilata Goldf., Gervillia angusta Münst., Cassianella gryphaeata Münst., Cardita crenata Goldf., Koninckina Leonardi Wissm. u. a.


Fig. 341. Ammonites (Trachyceras) Aon Münster.

Zlambach-Schichten oder hydraulischer Kalk von Aussee, Mergel, Fleckenmergel, Hornsteinkalke mit großen Cephalopoden, Bivalven, zahlreichen Korallen. Im Salzkammergut die tiefste, unmittelbar auf den Muschelkalk folgende Schichtengruppe. Im Salzkammergute (Ischl, Hallstatt, Aussee), bei Hallein und Berchtesgaden mit massigen Einlagerungen von Salzthon und salzreichem Haselgebirge, nebst sehr untergeordneten Partieen von reinem Steinsalz.

Partnach-Schichten; dunkele sehr petrefaktenarme Schiefer, welche in den nordtiroler, sowie in den bayerischen Alpen auf den Muschelkalk folgen. Mit Daonella Lommeli.

Lunzer (Lettenkohlen-) Sandstein; grünlichgrauer, feinglimmeriger Sandstein mit Schieferthonen und Kohlenflötzen, sowie mit Pflanzenresten, so Equis. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Lepidopteris Stuttgartiensis, im Osten mit abbauwürdigen Steinkohlenflötzen. (Äquivalent des deutschen Schilfsandsteines.)

b. Kalkige und dolomitische Gesteine.

Schlern-Dolomit, ein typischer, massiger, krystallinisch körniger Dolomit, am Schlern 1000 m mächtig, mit undeutlichen Resten globoser Ammoniten und Abdrücken von Korallen. Die gewaltigen, grotesken, von ihm gebildeten Dolomitkofel sind von F. von Richthofen und E. v. Mojsisovics*) als bereits ursprünglich zur Zeit ihres Werdens getrennte Massen erkannt und zwar als alte, dolomitisierte Korallenriffe angesprochen worden.

Esinokalk; lichtgraue Kalksteine.

Wettersteinkalk; weiße Kalksteine und lichte Dolomite, welche in Nordtirol und den bayerischen Alpen über den Partnach-Schichten folgen. Er ist stellenweise recht versteinerungsreich, jedoch ist deren Erhaltungszustand nicht günstig. Eine der wichtigsten Versteinerungen

*) F. von Richthofen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 225. — E. von Mojsisovics. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. I. Abteil. Mai 1875. — Derselbe. Die Dolomit-Riffe von Südtirol u. Venetien. Wien 1879. S. 481. Kap. XVI.

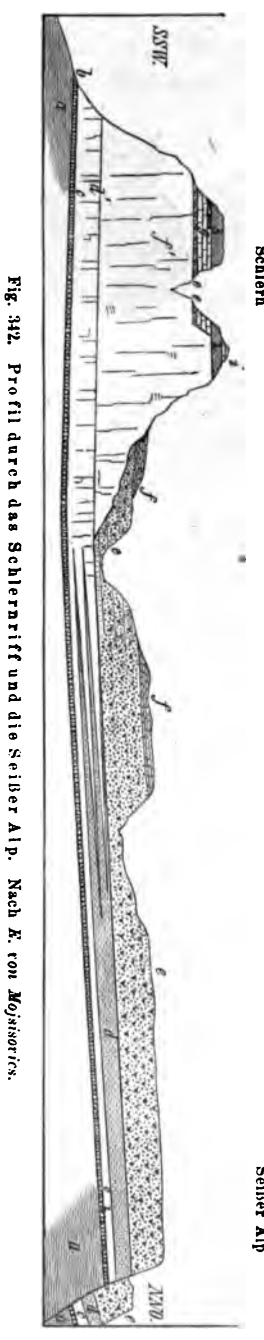


Fig. 342. Profil durch das Schlernriff und die Seißer Alp. Nach *E. von Mojsisovics*.
a Werfener Schichten; *b* und *c* Muschelkalk; *d* Buchensteiner Schichten; *d'* Buchensteiner Dolomit, in die Buchensteiner Schichten zungenförmig eingreifend; *e* Augitporphyrlaven; *f* Wengener Schichten mit Riffstein-Blöcken und -Zungen des Schlerndolomites; *f'* Wengener (Schlern-)Dolomit; *h* Raibler Schichten; *i* Dachsteinkalk.

ist Diplopora annulata Schafh. sp. (Fig. 343), welche geradezu gesteinsbildend auftritt. Auch Korallen erfüllen oft ganze Bänke, unbestimmbare Ammoniten sind häufig, außerdem kennt man Chemnitzia Rosthorni



Fig. 343. Diplopora annulata Schafh. sp.

Hörn., Chemn. Escheri Hörn., Chemn. eximia Hörn., Ammonites Jarbas Münst.. Monotis salinaria Bronn. Der Wettersteinkalk setzt vorzüglich das Zug-, Wetterstein- und Karwändelgebirge, die Kalkgebirge des Innthales bei Innsbruck zusammen.

Hallstätter Kalk; rote, bunte oder gelbe, homogene sog. Marmorarten, so bei Berchtesgaden, Hallein, Hallstatt und Aussee, wo sie zugleich außerordentlich reich an organischen Resten, und zwar namentlich an z. T. riesigen Cephalopoden sind, von denen folgende hervorgehoben werden mögen: Atractites alveolaris Quenstedt, Aulacoceras reticulatum Hauer, Orthoceras dubium Hauer (Fig. 344), Ammonites neortus Mojs. (Fig. 345), Amm. galeatus Hau., Amm. Metternichi Hau., Amm. Jarbas Münster, Monotis salinaria Bronn (Fig. 346).

Pötschenkalk; sehr deutlich geschichtete, hornsteinreiche Kalksteine, die bei Aussee auf die Zlambach-Schichten folgen.

Raibler erzführender Kalk.

c. Obere schieferige, sandige und mergelige Gesteine.

Raibler Schichten, mergelige und kalkige Bänke, nebst den dunkelen, ebenflächigen Raibler Fischschiefern, mit Halobien, Trachyceraten, Fischen, Crustaceen und Pflanzen, besonders mit Corbis Mellingi

Hauer und Myophoria Kefersteini Goldf. (Fig. 347). Auf dem Schlernplateau treten eisenschüssige oolithische, kalkig sandige Schichten namentlich mit

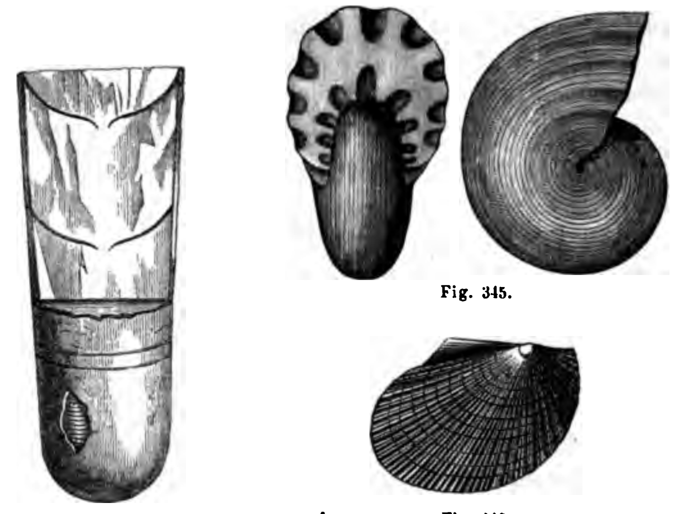


Fig. 344. Fig. 345. Fig. 346.

Fig. 344. Orthoceras dubium Hauer. — Fig. 345. Ammonites (Arcestes) neortus Mojs. — Fig. 346. Monotis salinaria Schloth. sp.

Myophoria Kefersteini Goldf. (Fig. 347), bei Heiligenkreuz Kalkmergel, Muschelmarmor auf, welcher Perna aviculaeformis Emm., Corbis Mellingi

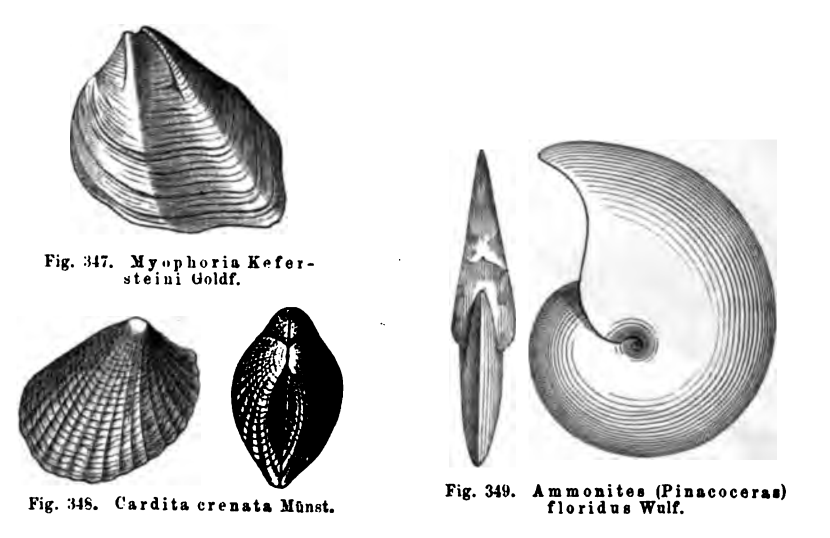


Fig. 347. Myophoria Kefersteini Goldf.

Fig. 348. Cardita crenata Münst.

Fig. 349. Ammonites (Pinacoceras) floridus Wulf.

Hauer, also die charakteristischen Reste der obersten Raibler Schichten (der Torer Schichten) führt.

Schichten von Gorno und Dossena; mergelige und sandige, oft buntgefärbte Gesteine mit den Fossilien der Raibler Schichten, welche in den lombardischen Alpen auftreten.

Cardita-Schichten; mergelige und sandige oder auch schieferige Schichten, z. T. oolithisch, die in den nordtiroler Kalkalpen über und unter dem Wettersteinkalk liegen, mit Cardita crenata Münst. (Fig. 348), Pect. Helli Emmr., Corbis Mellingi Hauer, Corbula Rosthorni Boué, Ammonites floridus Wulf (Fig. 349).

III. Rhät.

1. Hauptdolomit, ein lichter, feinkörniger, z. T. deutlich geschichteter, z. T. zerrissener und zerklüfteter, splitteriger Dolomit. In den Nordalpen vom Rheinthal bis nahe an das Wiener Becken in mächtigen Bergmassen entwickelt, ebenso in der südlichen Kalkzone. Mit Gyroporellen, ferner mit Gervillia exilis, Turbo solitarius, hier und da mit Fischresten (Semionotus, Lepidotus, Pholidophorus); geht nach oben zu in graue Plattenkalke über, welche oft erfüllt sind von kleinen Schneckensteinkernen (Rissoa alpina Gümb.).

2. Der Dachsteinkalk bildet die Höhe vieler alpinen Dolomitplateaus, berüchtigt durch ihre Wasserarmut und ihre Karrenfelder (so auf dem Hagen-, Tännen-, Dachstein- und Toten-Gebirge). Er ist ein dunkler, reiner, dichter Kalkstein voll großer, herzförmiger Muscheldurchschnitte von Megalodus triqueter Hauer (der sog. Dachstein-Bivalve) (Fig. 350), in manchen Bänken mit Korallen und Tiefseeforaminiferen. Wo die Mergel der Kößener Gruppe nicht zur Ausbildung gelangt sind, verschmilzt Hauptdolomit und Plattenkalk mit dem Dachsteinkalk zu jenen kolossalen Kalkmassen des Stein-, Watzmann-, Reutalp-, Dachstein- und Göhlgebirges.



Fig. 350. Megalodus triqueter Hauer.

3. Die Kößener Schichten Hauer's (Gervillienschichten Emmrich's, Avicula-contorta-Zone Oppel's, oberer Muschelkeuper und Dachsteinkalke Gümbel's). Versteinerungsreiche, kalkigthonige Schieferthone und Mergel, denen zahllose dünne Bänkchen dunkelgrauen Kalkes zwischengelagert sind. Letztere sind reich an Zweischalern und Brachiopoden, vorzüglich Gervillia inflata Schafh., Gerv. praecursor Quenst., Avicula contorta Portl., Protocardia rhaetica Mer., Cardium cloacinum Quenst., Card. austriacum Hau., Tere-

bratula gregaria Süß, Spirigera oxycolpos Emmr., Spirifer uncinatus Schafh. Sehr häufig sind auch die ästigen Formen der Lithodendren.

Auf die Kößener Schichten folgt an vielen alpinen Lokalitäten der echte unterste Lias, die Zone des Ammonites planorbis.

Dass die grellen Unterschiede zwischen den oben aufgezählten einzelnen Schichtengruppen, namentlich zwischen den kalkigen und mergelig-schieferigen Ablagerungen nicht sowohl auf Alters-, als vielmehr auf Faziesverschiedenheiten beruhen, hat neuerdings namentlich E. v. Mojsisovics ausgeführt.*)

Er zeigte, dass gleichalterige Ablagerungen 1) je nach ihrem Bildungsraume, 2) je nach lokalen physikalischen Verhältnissen eine voneinander sehr abweichende Ausbildung erlangen können. Gleichalterige, in verschiedenen Bildungsräumen abgelagerte Komplexe werden als heterotopisch, ihre Verbreitungsgebiete Provinzen, — Schichtengruppen mit infolge lokaler Einflüsse abweichender Fazies als heteropisch bezeichnet. So unterscheidet v. Mojsisovics in der Trias der Ostalpen zwei Provinzen, die juvavische Provinz, welche das kleine Triasgebiet des Salzkammergutes umfasst, und die mediterrane Provinz, welcher alle übrigen Triasbildungen der Ostalpen angehören. Dem Alter nach gliedert v. Mojsisovics die obere Trias in drei Abteilungen:

3. die Rhätische Stufe,
2. die Karnische Stufe,
1. die Norische Stufe,

und jede dieser Stufen wiederum in eine Anzahl Zonen, für deren jede bestimmte Faunen und zwar namentlich gewisse Cephalopoden bezeichnend sind, wie dies aus der Tabelle auf S. 578 u. 586 zu ersehen ist.

Innerhalb dieser einzelnen Stufen und Zonen macht sich nun ein außerordentlich rascher und durchgreifender Fazieswechsel geltend, der die Parallelisierung der zusammengehörigen Gebilde sehr erschwert. Derselbe giebt sich hauptsächlich dadurch kund, dass einzelne Stufen oder ganze Gruppen von Stufen der mergeligen oder schieferigen Ablagerungen durch gleichalterige, oft außerordentlich mächtige Dolomite und Kalke vertreten werden (Riff-Fazies). Einen sehr anschaulichen Ausdruck findet diese Auffassung sowohl in der tabellarischen Übersicht auf S. 578, wie in der auf S. 586 wiedergegebenen Tabelle v. Mojsisovics' über die Gliederung und die verschiedenen Fazies (heteropische Ausbildung) der lombardischen Trias.

---

*) E. v. Mojsisovics. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1869. S. 91; 1874. S. 81; 1880. S. 695. — Ferner: Die Dolomitriffe v. Südtirol u. Venetien. Wien 1879.

Gliederung und verschiedene Fazies der lombardischen Trias

von *E. von Mojsisovics.*

Mediterrane Provinz der alpinen Trias.		**Judicarien, Hochgebirge von Val Trompia**	**Ostseite im mittleren Val Trompia**	**Ostufer des Iseosees, S. Giovanbianco, Lecco**	**V. di Scalve**	**Lenna**	**Esino**	**Luganer See**
Unterabteilungen	**Zonen** (vergl. S. 578)							
Rhätische Stufe	Zone der *Avicula contorta*	2. Kalk mit Megalodonten (Dachsteinkalk) 1. Kößener Schichten						Hauptdolomit (Dachsteinkalk)
Karnische Stufe	Zone der *Avicula exilis* und des *Turbo solitarius*	Hauptdolomit (Dachsteinkalk)		Hauptdolomit (Dachsteinkalk)				
	Zone des *Trachyceras Aonoides*			Raibler Schichten				Graublaue Bänderkalke und Kalkschiefer, zu oberst Gyps
	Zone des *Trachyceras Aon*			?	Lichter Riffkalk und Dolomit (Esinokalk)			
Norische Stufe	Zone des *Trachyceras Archelaus* und der *Daonella Lommeli*	3. ObereWeng. Tuffe 2. Lichter Riffkalk 1. Untere Wengener Schichten	Wengener Tuffe und Sandsteine		1. UntereWengen. Schichten			
	Zone des *Trachyceras Reitzi* und des *Trachyc. Curionii*	Buchensteiner Knollenkalke						
Muschelkalk	Zone des *Trachyceras trinodosum*	Dunkle sandig mergelige Kalke mit Ammoniten					Fisch- u. Saurier-Schichten von Perledo	S. Salvatore- und Besano-Dolomit
	Zone des *Trachyceras binodosum*	2. Kleinknollige Kalke (Bernocculuto) 1. Guttensteiner Kalke					Marmor von Varenna	
Buntsandst.	Zone des *Tirolites Cassianus*	Werfener Schichten (Servino)						

Eruptivgesteine der alpinen Trias. Im auffälligsten Gegensatze zu dem vollständigen Ausschluss gleichalteriger eruptiver Gesteine innerhalb der normalen deutschen Trias ist die entsprechende alpine Formation reich an Gesteinen, deren Eruption in den Verlauf der triadischen Periode fällt. Besonders zahlreich waren die Durchbrüche der mannigfaltigsten glutflüssigen Gesteinsmassen in Südtirol. Der Eruptivstock von Predazzo durchsetzt die Werfener Schichten, den Muschelkalk, die Buchensteiner und Wengener Schichten und ist ebenso wie sein Kontakt mit den letztgenannten triadischen Schichten durch die tiefen Erosionsthäler des Avisio und Travignolo ausgezeichnet aufgeschlossen. Seine innerste entblößte Kernmasse ist Turmalingranit, welcher mantelartig von Syenit umgeben wird. Dieser grenzt in der tieferen Partie des Stockes an die Sedimentgesteine an und hat diese kontaktmetamorphisch verändert (siehe S. 308, hier auch die einschlägige Litteratur). Die höheren Teile des Stockes werden von Melaphyr und Augitporphyr eingenommen, welche auch in unzähligen Gängen sowohl in den genannten tieferen Massengesteinen, als auch in dem benachbarten Sedimentgebirge auftreten. Ihnen gesellen sich Gänge von Orthoklasporphyr zu. Die Kontaktflächen zwischen dem alten Eruptionskanale und dem durchbrochenen Sedimentgebirge konvergieren in der Regel gegen das Innere des Stockes, so dass dieser sich nach oben erweitert, über die Schichten übergreift und ungefähr trichterförmige Gestalt besitzt. Von ihm aus sind deckenartige Ergüsse von Augitporphyr ausgegangen, welche die Gipfel benachbarter triadischer Berge krönen.

Der weiter nordöstlich gelegene Eruptivstock des Monzoni besteht wesentlich aus Monzonit (Augit-Syenit), welcher von Gängen von Augitfels und Gabbro, sowie von Melaphyr und Orthoklasporphyr durchsetzt wird. Dieser Stock durchbricht ebenfalls die triadischen Schichten, welche sowohl an ihrer Begrenzungsfläche mit jenen, wie an den in der Eruptivmasse eingeschlossenen Fragmenten die S. 308 geschilderten Kontakterscheinungen aufweisen.

Mit den obertriadischen Sedimenten Südtirols stehen gleichalterige Ablagerungen von Augitporphyr-Tuffen, sowie strom- und deckenartige Ergüsse von Augitporphyr in engster Verknüpfung (z. B. auf der Seißer Alp; Fig. 342).

Verbreitung der alpinen Trias. Seit der genaueren Erforschung der Trias der Alpen hat man triadische Ablagerungen von einer überraschend ähnlichen Fazies, zum Teil mit einzelnen identischen Spezies in Spanien, auf den Balearen, in den Apenninen und auf Sicilien, in den Karpathen, im Balkan, am Bogdo Berge in der Astrachanischen Steppe, im Himalaya und in der Salt Range kennen gelernt. Eine noch größere Ausdehnung erreichen sie in dem Ländergebiete, welches den pazifischen Ozean umkränzt, um sich von hier aus in die arktische Region fortzusetzen (arktisch-pazi-

fische Triasprovinz*). Von Peru im Süden zieht sich diese, wenn auch vielfach unterbrochene Zone von alpinen Triasgebilden durch Columbia, Californien, Nevada, Britisch Columbia, Idaho bis nach Alaska, — auf der Westseite des pazifischen Ozeanes sind sie auf Neuseeland, Neucaledonien, Timor und Japan vorhanden, — die Ablagerungen an der Mündung des Olenek in Nordostsibirien und auf Spitzbergen deuten die Fortsetzung dieser alpinen Trias in die arktischen Regionen an. In allgemeinster Verbreitung sind in dieser pazifisch-arktischen Triasprovinz Schichten mit Daonella, Halobia und Pseudomonotis vertreten, außerdem in den Kalken der Star-Peak-Stufe Californiens die Ammoniten-Gattungen Trachyceras, Arcestes, Halorites sowie Orthoceras (Norischer Horizont), am Olenek Dinarites, Ceratites, Xenodiscus (Werfener Horizont), auf Spitzbergen Ceratites, Ptychites, Nautilus (Muschelkalk-Horizont) nachgewiesen worden. Die Trias des Himalaya (Gondwana-Schichten) weist eine geradezu überraschende Gleichartigkeit mit derjenigen der Alpen auf: zu unterst kohlenführende Sandsteine mit Voltzia heterophylla, lokal mit Myophoria costata u. a., — dann echter alpiner Muschelkalk, — darüber Kalke und Dolomite mit Megalodonten (Dachsteinkalk), — zu oberst das Rhät mit Cardium rhaeticum.

Es zeigt sich somit, dass die alpine Fazies der Trias nicht, wie man anfänglich geglaubt, eine rätselhafte Lokalbildung sei, sondern vielmehr der eigentliche, wesentliche und normale Repräsentant der triadischen Meeresniederschläge, — die deutsche Trias hingegen nicht die typische und maßgebende, sondern nur eine lokale Fazies, eine Ufer-, Buchten und Binnenmeerbildung ist. Alpine Trias und deutsche oder englische Trias verhalten sich demnach ungefähr zu einander wie Kohlenkalk und Kulm oder wie das echte Devon und der Old Red Sandstone.

Der Jura.

Allgemeinere Litteratur betreffend den Jura Deutschlands.

F. A. Römer. Die Versteinerungen des nordd. Oolithengebirges. Hannover 1836 und Nachtrag 1839.

Dunker und Koch. Beiträge zur Kenntnis des nordd. Oolithengebirges. 1837.

L. von Buch. Über den Jura in Deutschland. Berlin 1839.

A. Oppel. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestl. Deutschlands. Stuttgart 1856—58.

Ferd. Römer. Die jurassische Weserkette. Berlin 1858.

*) E. v. Mojsisovics. Arktische Triasfaunen. Mém. Acad. imp. St. Pétersbourg. T. XXXIII. No. 6. 1886.

Heinr. Credner. Über die Gliederung der ob. Juraformation u. d. Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag 1863; — Geognost. Karte der Umgegend von Hannover. Hannover 1865.

K. von Seebach. Der hannoversche Jura. Berlin 1864.

D. Brauns. Der untere Jura im nordwestl. Deutschland. Braunschweig 1871. — Der mittlere Jura. Kassel 1869. — Der obere Jura. Braunschweig 1874.

C. Struckmann. Der obere Jura in der Umgebung von Hannover. Hannover 1878, und Neue Beiträge hierzu in Dames und Kayser. Paläont. Abhandlung. Bd. I. S. 1. Berlin 1882. — Ferner Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1879. S. 227. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1881. Bd. II. S. 77. — Jahresbericht der naturhist. Gesellsch. Hannover 1879 und 1880. (Siehe Jahrb. f. Min. 1879. S. 431 und 1881. Bd. II S. 390.

H. Römer. Geolog. Verh. d. Stadt Hildesheim. Berlin 1883.

B. Behrendsen. Die jurass. Ablag. von Lechstedt bei Hildesheim. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1886. S. 1.

H. von Dechen. Geol. und paläont. Übersicht über die Rheinprovinz und Westfalen. Bonn 1884. S. 365.

F. A. Quenstedt. Der Jura. Tübingen 1858.

O. Fraas. Geogn. Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882. S. 70—149.

Th. Engel. Geogn. Wegweiser durch Württemberg. Stuttgart 1883.

W. Waagen. Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz 1864; — Versuch einer allgem. Klassifik. d. Schichten d. ob. Jura. 1865.

Fr. Jos. und Leop. Würtenberger. Der weiße Jura im Klettgau und angrenzenden Randengebirge. Karlsruhe 1866.

L. von Ammon. Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875.

F. Schalch. Gliederung der Liasformation des Donau-Rheinzuges. N. Jahrb. f. Min. etc. 1880. I. S. 177.

E. W. Benecke und E. Cohen. Geognost. Beschreib. der Umgegend von Heidelberg. 1881. S. 467.

E. W. Benecke. Geologie von Elsass-Lothringen. 1878. S. 61.

H. A. Röder. Beitr. zur Kenntn. des Terrain à Chailles im Ober-Elsass. Strassburg 1882.

R. Lepsius. Beitrag zur Kenntnis der Juraformation im Unter-Elsass. Leipzig 1875.

W. Branco. Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Elsass-Lothringen. Bd. II. H. 1. 1879.

Mit dem Beginn der Juraperiode tritt uns eine neue Fauna von überraschendem Formenreichtum entgegen; eine Fülle von neuen Gestalten, weniger seltsam als in den paläozoischen Zeitaltern, aber im Vergleiche mit der Jetztwelt immer noch fremdartig genug, erscheint auf der Weltbühne. Die Belemniten stellen sich in Unzahl ein, Ammoniten erreichen eine enorme Entwickelung und übertreffen alle übrigen Bewohner des Meeres an Zahl der Individuen und an Mannigfaltigkeit ihrer Form und der Zierraten ihrer Gehäuse.*) An Stelle der triadischen Ammoneen-Gattungen

*) M. Neumayr. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1875. S. 854. — F. A. Quenstedt. Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Stuttgart. B. I. 1883—85.

Ceratites, Arcestes und Tropites treten jetzt Phylloceras, Lytoceras, Amaltheus, Arietites, Harpoceras, später Oppelia, Haploceras, Parkinsonia, Perisphinctes und Aspidoceras, in etwa 500 Arten. Die Korallen haben den Typus der Neuzeit angenommen und entfalten eine bedeutende riffbauende Thätigkeit, die Seeschwämme, die Seeigel und zahlreiche Molluskengeschlechter, namentlich Gasteropoden (unter diesen die Nerineen und Strombiden), ferner die Trigonien, Pholadomyen und Diceraten, sowie die austerartigen Muscheln (Ostrea, Gryphaea, Exogyra) gewinnen eine außerordentliche Verbreitung und Häufigkeit. Auch die typischen langschwänzigen Dekapoden erscheinen zuerst in größerer Zahl. Die Fische haben zwar die ungleichlappigen Schwanzflossen verloren, welche so charakteristisch für frühere Zeitalter waren, gehören aber sämtlich ausgestorbenen Geschlechtern an und beschränken sich auf Ganoid- und Knorpelfische, während Teleostier, die große Masse der heutigen Fischwelt, dem jurassischen Zeitalter noch fremd sind, wenn man nicht die zahlreichen Vertreter der Gattungen Leptolepis und Thrissops, deren Abdrücke oft in großer Anzahl die Schichtungsflächen des oberen Jura bedecken, als älteste Repräsentanten der echten Knochenfische betrachten will. Vor allen Tieren des damaligen Meeres ragen zwei durch das Abenteuerliche ihrer Form, durch das Gigantische ihrer Größe hervor, zwei Saurier, Ichthyosaurus und Plesiosaurus, beide ihrem ganzen Habitus nach auf das Leben im Meere beschränkt; mit krokodilähnlichem Kopfe, fischartiger Wirbelsäule und Ruderfüßen vereinen sie gewisse Charaktere der Fische mit denen der Echsen (Kollektiv-Typen).

Eine ähnliche Umgestaltung und Bereicherung wie die Fauna der Meere hat die der Kontinente erfahren. Wir sahen die unbedeutenden Anfänge einer Landfauna in dem karbonischen Zeitalter erstehen. Die ersten und einzigen Repräsentanten der landbewohnenden Wirbeltiere waren damals einige salamanderartige Amphibien, zu ihnen gesellen sich im Verlaufe der permischen Periode einige Schuppenechsen (Thecodonten) und am Schlusse des triadischen Zeitalters höchst vereinzelte Spuren der ersten Säugetiere (Microlestes). In der Juraperiode treten an die Stelle der Labyrinthodonten bereits echte Gaviale und Krokodile (Teleosaurus, Geosaurus, Mystriosaurus) und Flugsaurier, zu welchen sich zahlreiche Dinosaurier, sowie Sumpf- und Flussschildkröten und endlich eine nicht unbeträchtliche Zahl von warmblütigen Wirbeltieren und zwar ihrer beiden Klassen, der Vögel und Säugetiere, gesellen. Große paläontologische Bedeutung besitzen damals die Dinosaurier, Reptilien mit ausgesprochenen Vogel- und Säugetiermerkmalen. Bereits in der Trias vertreten (Zanclodon), erreichen sie im oberen Jura und zwar vorzüglich dem der Rocky-Mountains eine größere Häufigkeit mit den Geschlechtern Compsognathus, Megalosaurus.

Cetiosaurus, Atlantosaurus u. a., von denen die beiden letzten eine Länge von nicht weniger als 15—30 m erlangen. Auch die Arthrozoen finden außer durch Krebse durch Libellen, Grillen und Käfer eine ziemlich mannigfaltige Vertretung. Zieht man nun noch in Betracht, dass bereits in der Jurazeit die Dickichte der Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten schon längst der Vorzeit angehören, dass statt ihrer echte Nadelhölzer, gemischt mit Cycadeen, die Wälder bilden, auf deren Boden Farnkräuter und Equiseten wuchern, dass also Gymnospermen die einfacher organisierten Kryptogamen des paläozoischen Zeitalters zurückgedrängt und das Maximum ihrer Entwickelung erreicht haben, so ist nicht zu verkennen, dass sich die organische Welt auf eine höhere Stufe emporgeschwungen hat, als sie in den vorjurassischen Zeitaltern einnahm.

Die Schichtenreihe der jurassischen Formation ist das Produkt der ruhigsten und ungestörtesten Meeresniederschläge und besteht deshalb vorzugsweise aus Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen, Schieferthonen und plastischen Thonen, mit welchen nicht selten mächtige Dolomite wechsellagern; diese sind es, welche die grotesken Fels- und Höhlenbildungen der jurassischen Gebiete in Hannover und Braunschweig, sowie in der fränkischen Schweiz und Schwabens bedingen. Oolithe sind namentlich in den mittleren und oberen Niveaus des Jurasystemes so gewöhnlich, dass man die ganze Formation nach ihnen »Oolithenformation« benannte. Ihren jetzt gebräuchlichen Namen hat dieselbe vom Juragebirge erhalten, an dessen Zusammensetzung sie den Hauptanteil nimmt. Konglomerate und Breccien sind zu den selteneren jurassischen Vorkommnissen zu rechnen, während vulkanische Tuffe und Zwischenlager von eruptivem Ursprung dem zentraleuropäischen Jura ganz fremd sind. Im Zusammenhange damit steht, dass die Aufeinanderfolge der oft sehr dünnen jurassischen Schichten eine außerordentlich regelmäßige ist. In nur wenigen seiner Verbreitungsgebiete ist der Jura von bedeutenderen Faltungen und Stauchungen betroffen worden (so im Juragebirge und am Nordrande des Harzes), meistenteils ist seine Lagerungsform die ursprüngliche geblieben, wenn auch seine Schichten nicht selten von Spalten durchzogen und auf diesen gegeneinander verworfen werden.

Die bis 1000 m mächtige Schichtenreihe des Jura zerfällt nach den Umgestaltungen, welche die damaligen Faunen und Floren erlitten haben, also nach der Verschiedenartigkeit des paläontologischen Habitus der einzelnen aufeinander folgenden, die Juraformation aufbauenden Schichtenkomplexe in zahlreiche Etagen, welche man in drei Hauptabteilungen zusammenfasst. Diese sind

3) der weiße oder obere Jura oder Malm,
2) der braune oder mittlere Jura oder Dogger,
1) der schwarze oder untere Jura oder Lias.

1. Der Lias.

Petrographischer Charakter. Unter den Gesteinen, welche die selten mehr als 100 m mächtige Schichtenreihe des Lias zusammensetzen, walten Schieferthone, Sandsteine, Kalksteine, Mergel und Thone bei weitem vor, namentlich spielen graue, braune oder schwarze, meist bituminöse Thone und Schieferthone nicht nur durch ihre bedeutende Mächtigkeit, sondern auch als Muttergestein außerordentlich deutlich erhaltener organischer Reste eine wichtige Rolle. Aus ihnen entwickeln sich sehr gewöhnlich dunkelgraue bis schwarze, kalkreiche und bituminöse, mehr oder



Fig. 351. Profil durch die liasische Steinkohlenablagerung von Fünfkirchen. Nach *Fötterle*.

a Muschelkalk.
b triadische Kalkschiefer.
c rhätischer Sandstein (flötzleer).
c' Sandstein, *d* Schieferthon, *e* Kohlenschiefer, *f* Kohlenflötze, *g* Eisensteinflötze } Lias.
h Diluviallehm.
i Dammerde.

weniger dünnschieferige und versteinerungsreiche Mergelschiefer, deren Bitumengehalt oft so überhand nimmt, dass sie in förmliche Brandschiefer übergehen. Zu einer bedeutenden Entwickelung gelangen ferner dünnschichtige, dunkele, ebenfalls bituminöse und stark thonige Kalksteine, die zum Teil außerordentlich reich an organischen Überresten sind, so dass manche Schichten fast allein aus solchen zusammengesetzt erscheinen (Gryphiten- oder Arcuatenkalk, Ammonitenkalk, Monotiskalke). Sandsteine, zum großen Teile sehr körnig, oft glimmerreich und dann dünnplattig, von gelblichgrauer Farbe, stellen sich namentlich an der Basis der Liasformation ein, ohne jedoch aus den übrigen Niveaus des Lias vollständig ausgeschlossen zu sein. Mit ihnen sind in einigen Gegenden Steinkohlenablagerungen verknüpft, so im Pechgraben bei Weyer in Österreich, am kaspischen Meer, in Persien und China. Bei Fünfkirchen in Ungarn treten 25 abbauwürdige Flötze mit einer Gesamtmächtigkeit von 26 m auf (siehe Fig. 351). Eine gewisse technische Wichtigkeit, wenn auch nur eine untergeordnete Bedeutung als Glieder der Liasformation, besitzen Einlagerungen

von oolithischem Eisenerze und Sphärosiderit.*) Während letzterer in Gestalt oft dicht aneinander gedrängter Nieren und Knollen im Schieferthone vorkommt, bilden erstere gewöhnlich regelmäßige und stetige Flötze, welche teils zwischen dem Sandstein, teils zwischen den Schieferthonen der Formation auftreten. Derartige versteinerungsführende Flötze von oolithischem Eisenstein werden z. B. am Kahleberge bei Echte, bei Helmstädt, bei Harzburg, am Luhdener Berge bei Rinteln u. a. O. abgebaut. Im Teutoburger Walde, und zwar im Kreise Bielefeld, Paderborn und Warburg, kommen in 50 übereinander liegenden Horizonten Sphärosideritnieren, ferner zwei zusammen 2,20 m mächtige Sphärosideritlager und endlich drei Flötze von oolithischem Eisenerz vor, letztere 7,53 m mächtig. — Recht eigentümliche Gebilde sind die dünnen Schichten von Tutenmergel (Nagelkalk), welche z. B. am Harzrande bei Goslar und in Württemberg sehr häufig im Lias vorkommen.

Lagerungsverhältnisse. Die architektonischen Verhältnisse der Liasformation sind fast durchgängig höchst einfacher Natur. Wie ein weiter, dunkeler Teppich dehnt sie sich, freilich durch Erosion in zahlreiche isolierte Partieen zerschnitten, innerhalb ihrer Verbreitungsgebiete aus und umsäumt in flachen Terrassen die noch beschränkteren Areale der jüngeren jurassischen Gebilde, die sich über die Ebene des Lias erheben. Die Lage der Schichten ist mäßig geneigt, sehr häufig, namentlich im nordwestlichen Deutschland, eine flach muldenförmige, so dass sich das Ausgehende der Muldenflügel an die langgezogenen triadischen Rücken anlegt, während das Innere der Mulden durch den oberen Jura und die Kreide ausgefüllt ist. Nur in den Alpen und in dem Schweizer Jura kommen starke Aufrichtungen und Biegungen, am nördlichen Harzrande und im Teutoburger Walde sogar vollständige Überkippungen, bei Eisenach und Arnstadt bis ins Kleinste gehende Zerstückelungen vor. Mit dem obersten Gliede der Trias ist der Lias auf das innigste verknüpft und ebenso ist seine Überlagerung durch den braunen Jura eine vollkommen gleichförmige. Alles das deutet auf einen ruhigen und ununterbrochenen Absatz jener gesamten Schichtenkomplexe hin, — das Muster einer langsamen, gleichmäßigen Schichtenentwickelung.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie in allen marinen Bildungen, so spielen auch im Lias Pflanzenreste nur eine untergeordnete Rolle. Neben einigen in den Liasschiefern recht häufigen Fucoiden (z. B. Chondrites Bollensis Kr. und Sphaerococcites granulatus Bronn) sind die in der ganzen jurassischen Formationsgruppe so wichtigen Cycadeen auch im Lias und zwar vorzugsweise durch die Gattungen Zamites, Podo-

*) J. Haniel. Über d. Auftreten u. d. Verbreit. des Eisensteins im Jura Deutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. XXVI. 1874. S. 59.

zamites, Pterophyllum, freilich meist durch in das Meer eingeschwemmte Exemplare vertreten. Auch verkalkte und verkohlte Coniferenhölzer, sowie vereinzelte Coniferenzweige (Araucarites peregrinus), sind von verschiedenen Lokalitäten bekannt. Nur im Lias der Alpen und Karpathen stellen sich Schichten mit reichlichen Pflanzenresten ein, welche letztere sich sogar zu Kohlenflötzchen anspeichern können (Grestener Schichten, Rotzo-Schichten).

In schroffem Gegensatze zu dieser Armut an vegetabilischen Resten birgt die Schichtenreihe des Lias eine außerordentlich mannigfaltige, formen- und individuenreiche Meeresfauna, deren Hauptvertreter den Crinoideen, Mollusken und Reptilien angehören Unter den Crinoideen erlangt das Geschlecht Pentacrinus eine außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung; unter den Brachiopoden zeichnen sich die Genera Terebratula und Rhynchonella durch die große Menge ihrer Individuen aus, auch Spirifer und Leptaena sind noch vertreten. Von den Zweischalern sind Gryphaea, Pecten, Lima, Avicula, Mytilus, Trigonia, Pholadomya und Astarte die wichtigsten, am reichhaltigsten aber von allen liasischen Molluskenabteilungen sind die Ammoneen und Belemniten entwickelt und erlangen einerseits durch die große Anzahl ihrer Spezies und die zuweilen enorme Menge ihrer Individuen, andererseits durch das Gebundensein gewisser charakteristischer Arten an ganz bestimmte Horizonte eine außerordentliche Bedeutung für diese Formation. In ihr sind namentlich die Ammonitengattungen Arietites, Harpoceras, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras vertreten. Außerdem erhält der paläontologische Habitus des Lias durch die zahlreichen und weit verbreiteten Reste von Ichthyosaurus und Plesiosaurus, zwei riesigen Meeressauriern (Enaliosauriern), ein ganz eigentümliches Gepräge. Ihre bikonkaven fischähnlichen Wirbel, ihre flossenartigen Ruderfüße weisen darauf hin, dass das Meer ihr Element bildete, ihre Krokodilzähne, dass sie gefräßige Raubtiere waren, der Inhalt ihres Magens und die Bestandteile ihrer Exkremente (Koprolithen), dass ihre Nahrung aus Fischen, Reptilien und Tintenfischen bestand Diese versteinerten Exkremente zeigen stets mehr oder weniger deutliche Spiralfurchen, welche von einer spiraligen, an der Innenseite des Dickdarmes hinlaufenden Falte herrühren, wie sie heute beim Hai und Stör vorhanden ist. Ihr enorm großes Auge war von einem gegliederten Knochenringe umgeben, ihr Körper war nackt und erreichte 10 ja 13 m Länge. Die Brustknochen und das Becken sind außerordentlich massig und stark entwickelt, und die Rippen sind durch Bauchrippen förmlich zu einem geschlossenen Korbe verbunden. Ichthyosaurus (Fig. 352) besaß einen großen Kopf auf kurzem, delphinartigem Halse und einen langen Schwanz, — Plesiosaurus (Fig. 353) einen kleinen Kopf auf schlangenartigem Halse (mit 20 bis 40 Wirbeln) und einen kurzen Schwanz.

Die Hauptfundorte dieser beiden gewaltigen Meeressaurier sind Lyme Regis in England, Boll in Württemberg und Banz bei Bamberg.

Einen auffallenden Gegensatz zu den nackten, ausschließlich auf das Meer angewiesenen Sauriern bilden die auch zur Bewegung auf dem Lande organisierten gavialähnlichen Saurier mit schlanker, schmaler Schnauze und dicken viereckigen Knochenschildern. Hierher gehören namentlich Mystriosaurus, Pelagosaurus und Macrospondylus aus den Schiefern von Boll.

Die übrigen Abteilungen des Tierreiches spielen in der Fauna des Lias eine weniger charakteristische Rolle. Foraminiferen, Schwämme und Korallen sind verhältnismäßig selten; von Gasteropoden gewinnen nur einzelne

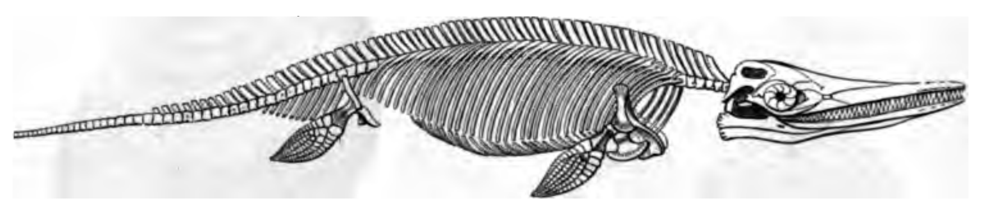


Fig. 352. Ichthyosaurus communis Conyb.

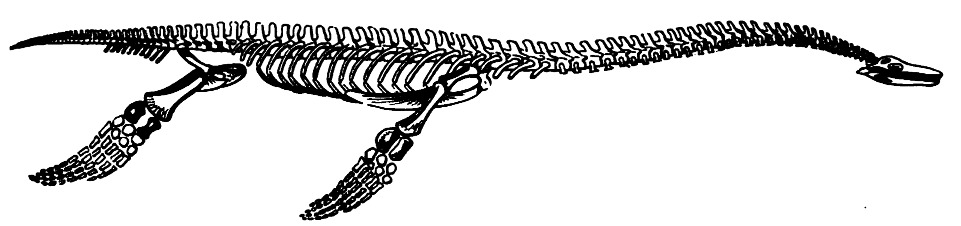


Fig. 353. Plesiosaurus dolichodeirus Conyb.

Spezies der Geschlechter Turbo, Trochus, Pleurotomaria eine nicht unbedeutende Verbreitung; Insektenreste (Flügeldecken von Käfern und Flügel von Hymenopteren) sind aus Mecklenburg, Gloucesterhire und Aargau bekannt geworden. An Fischen sind namentlich die oberen Horizonte des Lias von England und Schwaben reich, in denen sowohl einzelne glänzende Schuppen, wie außerordentlich schön erhaltene Exemplare homocerkaler Ganoiden (Lepidotus gigas Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Dapedius pholidotus Ag.) vorkommen. Eine größere Verbreitung besitzen die Flossenstacheln und Zähne von Knorpelfischen (Hybodus, Acrodus) im Lias.

Allgemeine Gliederung des Lias. In allen ihren Verbreitungsgebieten zerfällt die Schichtenreihe des Lias in eine Anzahl Stufen, welche der Umgestaltung der liasischen Faunen entsprechen und sich demnach durch gewisse Verschiedenartigkeiten ihrer Versteinerungsführung auszeichnen. Diese zahlreichen Stufen, die als das Resultat lokaler Einflüsse

natürlich keine ganz allgemeine Geltung besitzen, jedoch im nachfolgenden Abschnitte aufgeführt sind, lassen sich in drei überall zu unterscheidende Abteilungen zusammenfassen, welche man als unteren, mittleren und oberen Lias bezeichnet.

a) Der untere Lias.

Harte schwarze Kalke, fette Thone, selten mit oolithischen Eisenerzen, sowie z. B. in Franken gelbe Sandsteine.



Fig. 354. Pentacrinus scalaris Mill. (unterer Lias).

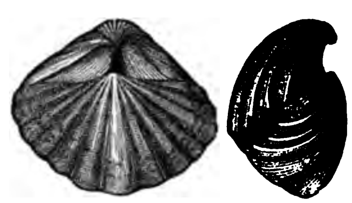


Fig. 355. Spirifer Walcotti Sow. (unterer Lias).



Fig. 356. Lima gigantea Sow. (unterer Lias).



Fig. 357. Gryphaea arcuata Lam. (unterer Lias).

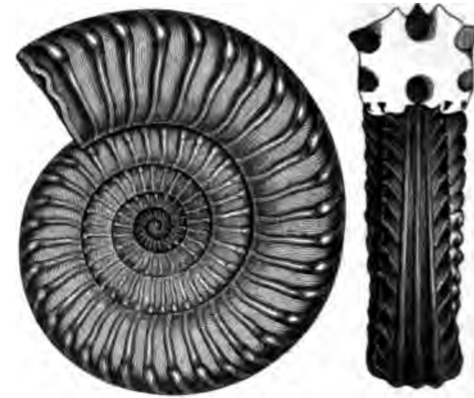


Fig. 358. Ammonites (Arietites) Bucklandi Sow. (unterer Lias).

Die Kalksteine sind zum Teil ganz angefüllt von Gryphaea arcuata Lam., sowie von Ammonites (Aegoceras, Psiloceras) planorbis Sow. (= Amm. psilonotus Qu.), Amm. (Arietites) Bucklandi Sow. (Fig. 358), Amm. (Aegoceras, Schlotheimia) angulatus Schloth., Amm. (Arietites) raricostatus Ziet. Als fernere weitverbreitete ausgezeichnete Leitfossilien des unteren Lias sind

anzuführen: Lima gigantea Sow. (Fig. 356), Cardinia concinna Ag., Spirifer Walcotti Sow. (Fig. 355), Pentacrinus scalaris Mill. (Fig. 354), Pentacrinus Briareus Mill.

b) Der mittlere Lias.

Graue Kalkmergel und Kalksteine, oolithische Kalke und Eisensteine*), dunkelblaue plastische Thone mit Sphärosideritnieren und Kalkgeoden. Aus

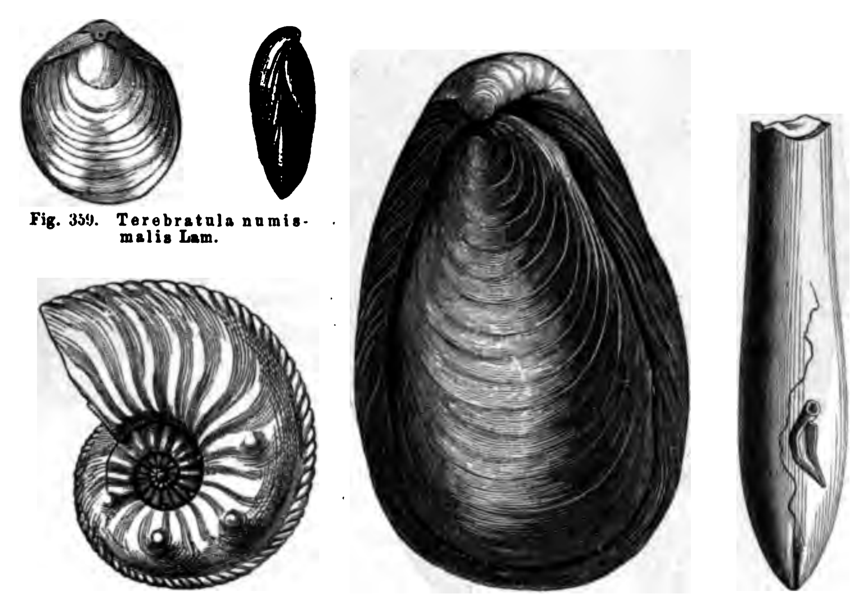


Fig. 359. Terebratula numismalis Lam.

Fig. 360. Ammonites (Amaltheus) margaritatus Brug. Fig. 361. Gryphaea cymbium Lam. Fig. 362. Belemnites paxillosus Schloth.

Fig. 359—362. Aus dem mittleren Lias.

der großen Anzahl der organischen Reste, welche diese Schichten führen, sind als Leitfossilien des mittleren Lias hervorzuheben: Ammonites (Aegoceras) capricornus Schloth., Amm. costatus Schloth., Amm. amaltheus Schloth. (= Amaltheus margaritatus Brug.) (Fig. 360), Belemnites paxillosus Schloth. (Fig. 362), Gryphaea cymbium Lam. (Fig. 361), Terebratula numismalis Lam. (Fig. 359), Rhynchonella rimosa Buch, Spirifer rostratus Schloth., Pentacrinus basaltiformis Mill.

c) Der obere Lias.

Zu unterst dünnschieferige, bituminöse Schieferthone, von zum Teil so ansehnlichem Ölgehalte, dass dasselbe gewonnen wird, überlagert von dünnplattigen Stinkkalken voll Monotis substriata Münst., sowie von grauen Mergelkalken. Gewisse Lager der ersteren sind von den dünnen, konzentrisch

*) U. Schloenbach. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1863. S. 465.

runzeligen Schalen der Posidonia Bronni Voltz (Fig. 364) ganz erfüllt, wonach der ganze Komplex als Posidonienschiefer bezeichnet wird. In ihnen ist der große Reichtum an Überresten von Fischen und Sauriern niedergelegt, durch welchen sich namentlich Boll in Schwaben, Banz in Franken, Lyme Regis in England auszeichnen. In Franken und Schwaben birgt dieser

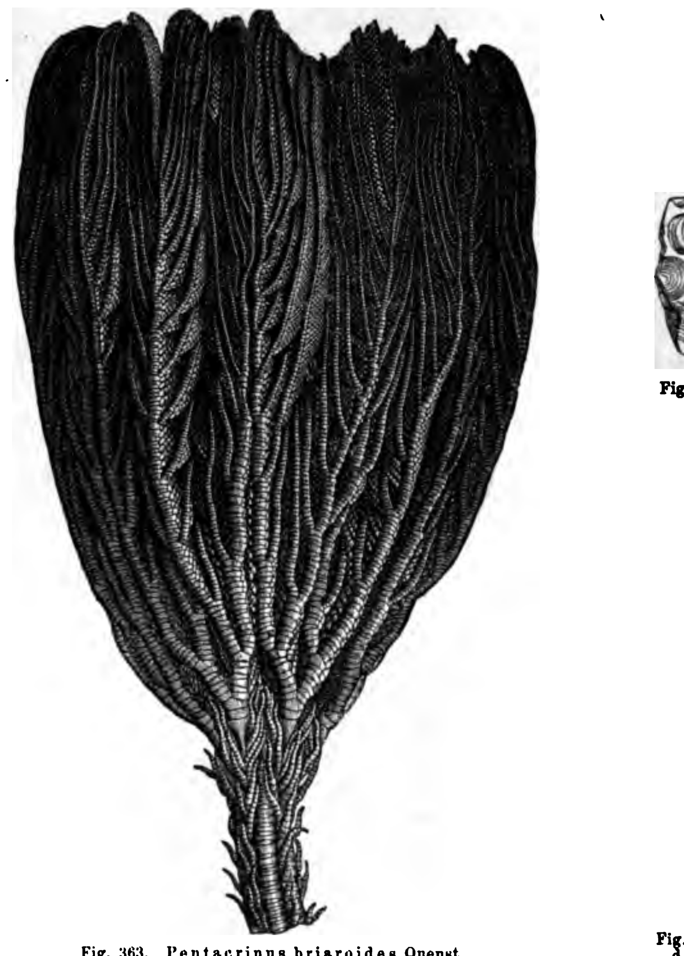


Fig. 363. Pentacrinus briaroides Quenst.



Fig. 364. Posidonia Bronni Voltz.



Fig. 365. Belemnites digitalis Blainv.



Figg. 363—365 aus dem oberen Lias.

Horizont die wohlerhaltenen Skelette von Ichthyosaurus und Teleosaurus, die Schuppen, Zähne und Flossenstachel von Ptycholepis, Hybodus, die Schulpe und Tintenbeutel von Loligo, die Kronen von Pentacrinus briaroides (Fig. 363) in sonst kaum gekannter Vollständigkeit. So fanden sich auf einer

einzigen Platte von 8 m Länge und 5,3 m Breite 24 zu einem mäandrisch gewundenen Bündel gruppierte Stiele, deren Enden über 4 m lang frei liegen und weit ausgebreitete Kronen tragen. Zahlreiche Ammoniten und zwar Ammonites (Harpoceras) serpentinus Rein., Amm. (Stephanoceras) communis Sow., Amm. (Harpoceras) lythensis Young sind zu Papierdünne zusammengedrückt, andere in mehr mergeligen Schichten vorkommende, so Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug. (= Walcotti Sow.) (Fig. 366), Amm. (Phylloceras) heterophyllus pflegen ihre ursprüngliche Gestalt beibehalten zu haben. Neben ihnen zeichnen sich die leicht kenntlichen Ammonites (Lytoceras) jurensis Ziet., Belemnites digitalis Blainv. (Fig. 365) und Bel. acuarius Schloth. durch ihre Häufigkeit aus. Dahingegen muss der Mangel an sonst so überaus gewöhnlichen Terebrateln und Rhynchonellen auffallen.

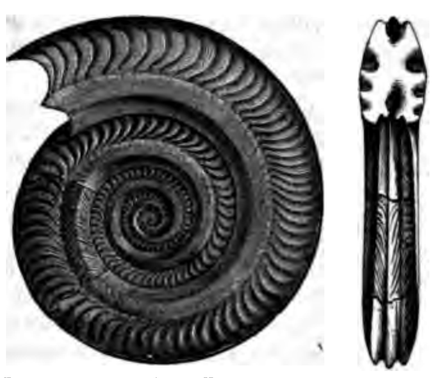


Fig. 366. Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug.

Speziellere Gliederung des Lias in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen. Als erläuternde Beispiele der Gliederung des deutschen Lias mögen an dieser Stelle kurze Beschreibungen seiner Ausbildungsweise in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen Platz finden.

Der Lias in **Schwaben** wird von Quenstedt gegliedert wie folgt:

III. Oberer Lias (nach K. Endriss).

Lias ζ.

Jurensishorizont, durchschnittliche Mächtigkeit 4 m. Lichtgraue Kalkmergel mit grauen Mergelkalken.

Zu oberst Zone des Amm. Aalensis mit Amm. Aalensis Ziet., Amm. hircinus Schl., Belem. brevirostris d'Orb., B. quadricanaliculatus Qu., B. tricanaliculatus Qu., Thecocyathus tintinnabulum Gf., Cidaris jurensis Qu., Pentacrinus jurensis Qu. etc.

In der Mitte Zone des Amm. jurensis mit Amm. jurensis Ziet., Amm. serrodens Qu., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Nautilus lineatus Ziet., Pleurotomaria jurensis Qu., Lima jurensis Qu., Inoceramus gryphoides Schl., Hinnites etc.

Zu unterst Zone des Amm. radians mit Amm. radians Schl., Amm. Thouarsense d'Orb., Amm. bifrons Brug., Amm. insignis Ziet., Belem. digitalis Qu. etc.

Vielfach sind die Fossilien dieser Stufe mit Bryozoen und Serpulen besetzt.

Lias ε, durchschnittliche Mächtigkeit 10 m.

3. Contrariusschichten. Zu oberst Lager des Chondrites Bollensis Qu. Graue, selten dunkele bituminöse Mergelschiefer und Mergel mit schwachen

Mergelkalkbänken. Häufige Vorkommnisse sind: Pecten (Arnusium) contrarius Buch, Aulacomya Bronni Gf., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. fibulatus Sow. (= Bollensis Ziet.), Amm. serpentinus Ziet., Amm. crassus Phil., Amm. bifrons Brug., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Belem. digitalis Qu., B. tripartitus Schl., B. acuarius Qu. und Seetanglager.

2. Haupthorizont der Posidonomya Bronni (Posidonienschiefer). Zu oberst Lager der Pseudomonotis substriata.

Bituminöse Schieferthone und Mergelschiefer mit Bänken von bituminösem Mergelkalk.

Charakteristische Fossilien sind: Posidonomya (Aulacomya) Bronni Gf., Pseudomonotis substriata Münst., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. communis Sow., Amm. Lythensis Young, Amm. fimbriatus Sow., Amm. heterophyllus Sow., Belem. acuarius Qu., Geoteuthis Bollensis Ziet., Beloteuthis Schübleri Qu., Pentacr. Briareus Park. und Pentacrinus subangularis Mill.

Außerdem finden sich von Reptilien, Ichthyosaurus longirostris Jäg., Plesiosaurus suevicus Qu. (selten), Pterodactylus Banthenensis Theod. (sehr selten) und Teleosaurus Bollensis Cuv., ferner von Fischen: Pleurolepis pholidotus Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Leptolepis Bronni Ag. etc. — Tange, lokal Treibhölzer.

1. Schichten mit Phymatoderma granulatum Schl. Zu unterst das das Lager d. Cidaris crinifera. Blaugraue, mehr oder weniger bituminöse Mergelschiefer, welche lokal in Mergelkalke übergehen, mit Phymatoderma (Algacites) granulatum Schl., Plicatula spinosa Sow., Rhynch. amalthei Qu., Spiriferina villosa Qu., Ostracoden, Amm. communis Sow., Belem. paxillosus Voltz, Geoteuthis Bollensis Ziet., Cidaris crinifera Qu. und Ichthyosaurusresten.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ.

Amaltheenthone, 10 m mächtig, fette Thone reich an Schwefelkieskonkretionen und verkiesten Ammonites amaltheus Schloth., sowie viel Pentacr. basaltiformis Mill., Belemnites paxillosus Schloth., Belem. acuarius Qu., darüber mergelige Kalke mit Ammonites costatus Schloth., Rhynchonella quinqueplicata Ziet., Belem. paxillosus Schloth.

Lias γ, 15 bis 20 m mächtig.

Spiriferenbank, harte Kalke mit Spir. verrucosus, rotfleckige Kalkmergel mit Rhynch. rimosa, Terebr. numismalis, Pentacrinus basaltiformis, letztere eine Bank bildend, darüber dunkelgefleckte Kalkbänke voll Ammonites Davoei Sow. Außerdem mit Amm. Jamesoni Sow., Amm. fimbriatus Sow., Amm. ibex Qu., Amm. striatus Rein., Gryph. cymbium Goldf., Turbo, Trochus, Pleurotomaria.

I. Unterer Lias, 30—35 m mächtig.

Lias β, 10 m mächtig.

Schwärzliche Thone und Schieferthone mit tiefgrauen, dichten Kalksteinen. Zu oberst Zone des Amm. raricostatus, in der Mitte Zone des Amm. oxynotus, zu unterst Zone des Amm. obtusus. Außerdem mit Amm. ziphus Ziet., Amm. planicosta Sow. Amm. globosus Ziet., Lima gigantea Sow., Gryph. obliqua Qu., Rhynch. Oxynoti Qu., Pentacr. scalaris Qu., Cid. minuta Wr., Ostracoden.

Lias α.

3) Arietenschichten. Kalksteine, zum Teil feinkörnig, marmorartig, voll Gryphaea arcuata Lam., sowie viel arieten Ammoniten, so Amm. Bucklandi Sow., Amm. spiratissimus Qu., Amm. Conybeari Sow., zu oberst mit einer Pentacrinitenbank aus Gliedern von Pentacrinus tuberculatus Mill. bestehend. Zugleich zeigen sich die ersten Belemniten. Häufig und charakteristisch sind ferner Spirifer Walcotti Sow. und Lima gigantea. Verknüpft mit der Pentacrinitenbank treten endlich Ölschiefer mit Krebsen, Fischen und Ichthyosaurus auf.

2) Angulatenschichten oder Malmstein, weicher Bausandstein, bis 7 m mächtig, mit Cardinien-(Thalassiten-)Zonen, und mit Ammonites angulatus Schloth. Darauf liegend 3 bis 4 m thonige Sandplatten, mit der Turritellenplatte voll Turritella nucleata.

1) Psilonotenschichten, beginnend mit einer 0,5 m mächtigen Bank bituminösen Kalksteines, darauf 1 bis 2 m mächtige Thone und schließlich wieder Kalke von 4 bis 5 m Mächtigkeit. Sehr reich an Ammonites psilonotus Quenst. (= A. planorbis Sow.).

Der Lias des **nordwestlichen Deutschlands** wird von v. Seebach in folgende 9 Schichtenabteilungen zerlegt, von denen 4 auf den unteren, 3 auf den mittleren und 2 auf den oberen Lias kommen.

9) Schichten des Ammonites jurensis, graue Mergelthone mit Amm. jurensis, Amm. insignis, Amm. dispansus, Amm. striatulus bei Fallersleben, Goslar, Hildesheim, Porta. Unmittelbar darüber lagern die dunkelen Schieferthone des Doggers.

8) Posidonienschichten, bituminöser Schieferthon, 25 m mächtig, mit Amm. Lythensis, Amm. borealis, Amm. communis, Inoc. amygdaloides, Avic. substriata, Discina papyracea, bei Hildesheim (Zwerglöcher), Fallersleben, Goslar, Salzhemmendorf, Herford.

7) Amaltheenthone mit Amm. amaltheus, Amm. spinatus, Belem. compressus, Gresslya ventricosa, Inoceramus substriatus, bei Helmstedt, Schöppenstedt, Osterfeld, Haverlahwiese, Gandersheim, Northeim, Eisenach, Rennberg, Rheine.

6) Schichten des Ammonites capricornus, hellfarbige Mergel und Kalkbänke mit Amm. capricornus, Avicula cygnipes, Amm. curvicornis, bei Walbeck, Schöppenstedt, Goslar, Göttingen.

5) Schichten des Ammonites brevispina, dunkele Thone oder oolithische, eisenreiche Mergel mit Amm. brevispina, Amm. binotatus, Amm. Jamesoni, Rhynch. furcillata, Ter. numismalis, Spir. rostratus, bei Herford und Salzgitter als Thone, bei Markoldendorf und Schöppenstedt als Eisenoolithe.

4) Schichten mit Ammonites planicosta, Thone mit Amm. planicosta, Amm. ziphus bei Falkenhagen, Herford, Lühnde, Goslar, Harzburg.

3) Arietenschichten, blaugraue Thone mit Ammonites Bucklandi, Ammonites Conybeari, Lima gigantea, Gryphaea arcuata, bei Wellersen, Helmstedt, Neustadt bei Harzburg, Eisenach.

2) Angulatenschichten, dunkle Schieferthone mit Ammonites angulatus, Unicardium cardioides, bei Helmstedt, Seinstedt, Halberstadt, Quedlinburg, Neuenheerse.

1) Psilonotenschichten, dunkle Schieferthone mit Sandsteinplatten mit Amm. planorbis, Amm. Johnstoni, bei Harzburg, Salzgitter, Ammelsen, Hildesheim.

Der Lias **Deutsch-Lothringens** gliedert sich wie folgt*):

III. Oberer Lias.

Lias ζ, 10—15 m.

2. Schichten mit Belemnites irregularis und acuarius.
1. Mergelbank mit Ammonites crassus und variabilis.

Lias ε, 2—4 m.

2. Thone mit Kalkkonkretionen und Ammonites bifrons und Avicula substriata.
1. Posidonienschiefer.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ, 70—80 m.

3. Schichten des Ammonites spinatus (= costatus).
2. Ovoidenmergel, Thone mit eisenhaltigen Kalkkonkretionen (=Ovoiden).
1. Blättermergel mit Belem. paxillosus, Belem. compressus, Ammonites margaritatus.

Lias γ, bräunliche oder bläuliche fleckige Kalke, 2—3 m.

2. Schichten des Ammonites Davoei.
1. Schichten des Ammonites Taylori und der Terebratula numismalis.

I. Unterer Lias.

Lias β, Thone, fossilarm. 15—20 m.

Lias α, blauschwarze und graue Kalkbänke mit thonigen Zwischenlagen, 40 m.

4. Schichten des Belemnites acutus und Pentacrinus tuberculatus.
3. Schichten des Ammonites Bucklandi.
2. Schichten des Ammonites angulatus.
1. Schichten des Ammonites planorbis.

Lias der Alpen. Der Lias erscheint in den Alpen in 4 verschiedenen Fazies, die sich wechselweise bald zum Teil, bald ganz und gar vertreten:

1. Adnether Schichten (rote Ammonitenkalke), rötliche wohlgeschichtete Kalksteine mit einer außerordentlich reichen Ammonitenfauna (namentlich Arietites und Harpoceras, sowie Phylloceras und Lytoceras), welche den gesamten Lias repräsentieren und konkordant den Kößener Schichten der nordöstlichen und lombardischen Alpen auflagern. An ihrer Basis lokal die gelblich gefärbten Enzesfelder Schichten.

2. Hierlatz-Schichten, dickbankige Kalksteine, marmorartig weiß und rot geflammt, z. T. Crinoidenkalke. Brachiopoden, Gasteropoden und Pelecypoden walten vor (Salzburg, österreich. Voralpen). Repräsentanten des unteren und mittleren Lias. In den Südalpen (St. Cassian) mit der mittelliasischen »Zone der Terebratula Aspasia« (Neumayr).

3. Allgäu-Schichten = Liasfleckenmergel, graue Mergelschiefer mit vorwaltenden Ammoniten, welche bald den ganzen Lias, bald nur dessen höhere Stufen repräsentieren. In letzterem Falle lagern sie auf Adnether, Hierlatz- oder Grestener Schichten auf (bayerische Alpen, tiroler Alpen, österreich. Voralpen).

4. Grestener Schichten, Sandsteine, Mergel und Schieferthone mit Steinkohlenflötzen und Landpflanzen. Sonst walten Brachiopoden und Pelecypoden vor (österreich. Voralpen).

*) Nach G. Steinmann. Geol. Führer der Umgegend v. Metz. Metz 1882. S. 13. u. 25.

5. Kalksteine von Rotzo, graue mergelige Kalke, Oolithe, Dolomite und Schieferthone mit einer artenreichen Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen, ferner mit Harpoceras radians, Terebratula Rozzoana u. a. In Südtirol und den lombardischen Alpen.*)

2. Der Dogger oder braune Jura.

Der **petrographische Charakter** des Doggers ist zwar ein außerordentlich mannigfaltiger und wechselnder, doch spielen Sandsteine, Thone, Mergel und Kalksteine die wesentlichste Rolle bei der Zusammensetzung seiner durchschnittlich 400 m mächtigen Schichtenreihe. Die Sandsteine sind meist feinkörnig und weich, besitzen hell- bis dunkelbraune Farben, eröffnen sehr häufig die Doggerformation und bilden oftmals die ganze untere Hälfte derselben fast ausschließlich. Andere Zonen des braunen Jura bestehen aus zähen, fetten Thonen, Mergeln und Schieferthonen von grauer bis schwarzer Farbe. Wie in einigen Ländern Sandsteine und Thone, so erscheinen in anderen Verbreitungsgebieten des Doggers bald oolithische, bald dichte reine oder thonige, weiße oder dunkelfarbige Kalksteine als dessen vorwaltendes Material. Namentlich bilden Oolithe mächtige Ablagerungen, welche sich vom mittleren England aus durch Frankreich bis in die Schweiz verfolgen lassen. Recht charakteristische und häufige Erscheinungen sind in der Schichtenreihe des braunen Jura durch Eisenoxydhydrat braun gefärbte Oolithe, die sogenannten Eisenoolithe. Sie dürfen nicht verwechselt werden mit den oolithischen Eisenerzen, welche sich in der ganzen Doggerformation so konstant wiederholen, dass sie einen hervorstechenden Charakterzug derselben bilden. Sie treten in zum Teil sehr bedeutender Mächtigkeit als Nester und Lager zwischen Thonen und Schieferthonen auf und sind dann das Objekt manches ausgedehnten Bergbaues geworden. In dem braunen Jurasandstein Württembergs kennt man bei Aalen fünf Flötze, deren unterstes und zugleich bedeutendstes 2,3 m mächtig ist. Eine noch größere Wichtigkeit erreichen dieselben in Lothringen und Luxemburg. Auch bauwürdige Lager, noch häufiger aber lagenweise aneinander gereihte Nieren von Thoneisenstein umfasst der braune Jura. Am großartigsten ist dies in Oberschlesien der Fall, wo dergleichen Erzlagerstätten in einer etwas über 30 m mächtigen Schichtenreihe (Zone des Amm. Parkinsoni) von dunkelen Thonen auftreten und sich über einen Raum von mehreren Quadratmeilen verbreiten. In der Regel liegen dort 3 bis 6, nur durch dünne Lettenmittel getrennte Eisensteinflötze übereinander. In größerer Häufigkeit finden sich (so im nordwestlichen Deutschland) Geoden, aus mehr oder weniger eisenreichem thonigen Kalksteine bestehend, in Schnüren zwischen den Schiefer-

*) Vergl. R. Lepsius. Das westl. Südtirol. 1878. S. 118, und M. Neumayr. N. Jahrb. f. Min. 1881. Bd. I. S. 207 (mit vollständiger Litteratur).

thonen des Doggers. Sehr gewöhnlich ist auch das Vorkommen von Schwefelkies, welcher vorzüglich in dieser Formationsgruppe das Versteinerungsmittel der Ammoniten und anderer organischer Reste bildet und auf diese Weise, sowie in knolligen Konkretionen manche Schichten des Doggers anfüllt. Nicht selten findet sich endlich in einzelnen Lagen des Schieferthones Gypsspat in größeren, regelmäßigen Krystallindividuen eingeschlossen, (Oxford, am Hils, in der Wesergegend), während Gypsstöcke und mächtige Gypseinlagerungen im Dogger nicht bekannt sind.

Fig. 367. Profil durch die Ketten des schweizer Jura von Günsberg über Beinwyl.
I Weißensteinkette; *II* Hauensteinkette; *III* Passwangkette und *IV* Wysenbergkette.
m Günsberg; *n* Herbetswyl; *o* Glashütte; *p* Beinwyl.
1) Alluvial-Bildungen und Gletscherschutt; 4) Oberer Jura, Kimmeridge; 5) Oxford; 6) Dogger; 7) Lias; 8) Keuper; 9) Muschelkalk; 10) Gesteinstrümmer.

Die **Lagerungsverhältnisse** des Doggers sind ganz ähnlich wie die des Lias fast durchgängig sehr einfacher und einförmiger Natur. In manchen Verbreitungsgebieten dieser Formation liegen ihre Schichten, wenn auch wie in Oberschlesien 2 bis 300 m über dem Meresspiegel, doch vollkommen horizontal; in anderen Distrikten sind sie schwach geneigt und bilden flache Mulden innerhalb derer des Lias, oder haben wie in Norddeutschland weitläufige, flach wellenförmige Faltungen erlitten. Nur ausnahmsweise haben sie größere Störungen erfahren, so bei Goslar, wo sie vollständig überkippt sind, so im schweizer Jura (siehe Fig. 367), wo die obere Trias, der Lias, der Dogger und obere Jura eine Anzahl paralleler, auf ihrer obersten Wölbung geborstener Falten bilden, deren beide äußerste eine totale Überkippung erfahren haben, so dass weißer Jura, Dogger, Lias und Keuper in umgekehrter Aufeinanderfolge ihrer ursprünglichen Lagerungsweise den Muschelkalk unterteufen (vergl. auch Fig. 44 u. 45).

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie der Lias, so ist auch der Dogger eine Meeresbildung und deshalb im allgemeinen sehr arm an vegetabilischen Resten. In Deutschland kennt man außer Fucoiden,

welche auf den Schichtungsflächen des unteren braunen Jura (z. B. in Württemberg) ausgebreitet liegen, nur vereinzelte Coniferenhölzer, die sich mitten in marinen Gebilden finden, also nur eingeschwemmt sein können, ferner in den feuerfesten Thonen des unteren Doggers von Oberschlesien die Reste einiger Farnwedel (z. B. Asplenites Roesserti Schenk) und des Equisetum Lehmannianum Göpp. In England hingegen und zwar in Yorkshire und Schottland tritt im mittleren braunen Jura eine vollständige kleine Kohlenformation von Sandsteinen mit vielen Pflanzenresten, Schieferthonen und einigen Kohlenflötzen auf. Hier muss sich also während der Doggerzeit ein flaches sumpfiges Festland ausgedehnt haben, auf welchem Farne, Equiseten und Cycadeen wucherten, deren Reste uns erhalten blieben. Dieselben gehören der Mehrzahl nach den Geschlechtern Neuropteris, Sphenopteris, Hymenophyllites, Taeniopteris und Pecopteris, sowie Zamites, Otozamites, Podozamites, Ctenis, Pterophyllum und einigen anderen Cycadeen an, deren Mannigfaltigkeit sich im Vergleiche mit früheren Perioden außerordentlich gesteigert hat. Die bis jetzt bekannte Flora des englischen Doggers besteht aus 37 Farnen, 3 Equiseten, 21 Cycadeen, 12 Coniferen und 3 Monokotyledonen. Eine ganz ähnliche Flora erzeugte damals Japan, Ostsibirien und das Amurland, sowie Spitzbergen.

An Resten von Meerestieren sind gewisse Schichten des Doggers so reich wie die des Lias. Foraminiferen und Schwämme sind noch schwach vertreten, ebenso die Korallen, obwohl diese schon zahlreicher werden, als im unteren Jura, hier und da (in Schwaben, Lothringen) bereits Korallenbänke bilden und so auf die große Entwickelung, welche sie im oberen Jura erlangen sollen, vorbereiten. Unter den Echinodermen tritt die Gattung Pentacrinus in den Hintergrund, statt welcher, wenigstens in England, Apiocrinus erscheint, während sich zugleich die Echiniden (z. B. Nucleolites, Holectypus, Cidaris) mehren. Die Brachiopoden sind im unteren Dogger schwach, im oberen sehr stark vertreten durch zahlreiche Arten von Rhynchonella und Terebratula, während die Gattung Spirifer mit dem Lias ausstirbt. Von Zweischalern gewinnen die eigentlichen Ostreen, welche jetzt zum ersten Male ganze Bänke bilden, eine sehr große Mannigfaltigkeit und Verbreitung. Einen ganz eigentümlichen Charakter aber erhält die Fauna des Doggers durch die formen- und individuenreiche Entwickelung des Geschlechts Trigonia. Unter den Gasteropoden ist vor allem das Geschlecht Pleurotomaria hervorzuheben. Die Ammoniten und Belemniten setzen im Dogger eben so mannigfaltig fort wie im Lias und besitzen die nämliche Wichtigkeit für die Gliederung jener wie dieser Formation. Unter den Ammoniten sind namentlich die Gattungen Harpoceras, Oppelia, Stephanoceras, Parkinsonia, Cosmoceras, Perisphinctes, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras vertreten. Fische finden sich weniger häufig in vollständig erhaltenen Exemplaren, doch weisen große

glänzende Schuppen, Zähne und Flossenstachel auf die damalige Häufigkeit von Ganoiden und Placoiden hin. Die Saurier, namentlich Ichthyosaurus und Plesiosauraus, scheinen seltener zu werden, — es kommen nur noch vereinzelte Skeletteile, vorzüglich Wirbel vor. Eine der merkwürdigsten Erscheinungen während der Doggerperiode, auf die uns übrigens



Fig. 368. Amphitherium Prevosti Cuv.



Fig. 369. Phascolotherium Bucklandi Broderip.

der Fund obertriadischer Beuteltierkiefer vorbereitete, ist das Auftreten kleiner Säugetiere und zwar kleiner Beuteltiere, deren Unterkiefer in dem Kalkschiefer von Stonesfield entdeckt und Amphitherium und Phascolotherium benannt wurden (Fig. 368 und 369).

Allgemeine Gliederung des Doggers. Wie der Lias zerfällt auch der Dogger in drei Unterabteilungen, welche sich wiederum in verschiedene Stufen gliedern.

a. Unterer Dogger: Zone des Ammonites (Harpoceras) opalinus, Amm. (Lytoceras) torulosus und Amm. (Harpoceras) Murchisonae.



Fig. 370. Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein.



Fig. 371. Trigonia navis Lam.

Diese Schichtengruppe beginnt in Deutschland mit dunkelfarbigen, milden Schieferletten, welche braune Thoneisensteingeoden und als Hauptleitfossilien Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein. (Fig. 370), Amm. (Lytoceras) torulosus Ziet., Trigonia navis Lam. (Fig. 371). Nucula Hammeri Defr. (Fig. 372) umschließen, deren zum großen Teile schneeweiße Schalen

sich grell aus den dunkelen Thonen hervorheben. Auf sie folgen in Schwaben gelbe und braune Sandsteine, denen die oben erwähnten Eisensteinflötze von Aalen untergeordnet sind. Für sie bezeichnend ist das Vorkommen von Amm. Murchisonae, sowie der in unzähliger Menge auftretende

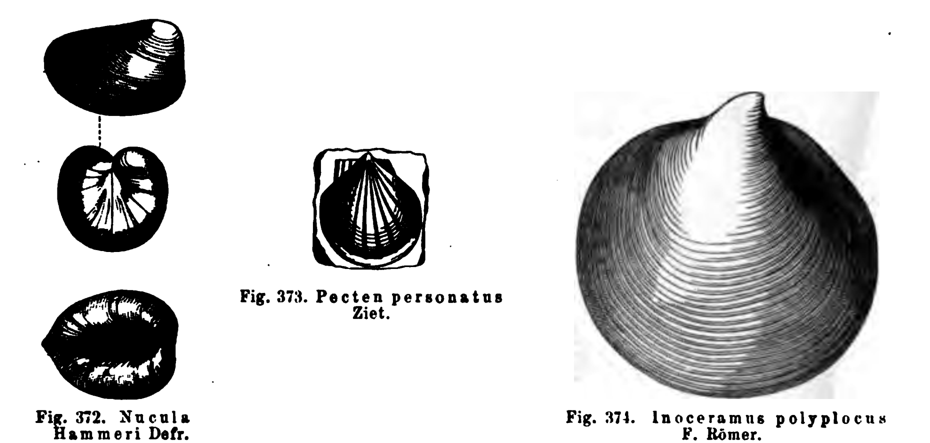


Fig. 372. Nucula Hammeri Defr.

Fig. 373. Pecten personatus Ziet.

Fig. 374. Inoceramus polyplocus F. Römer.

Pect. personatus Ziet. (pumilus Lam.) (Fig. 373). Im nordwestlichen Deutschland treten für die an Amm. Murchisonae reichen eisenschüssigen Sandsteine glimmerhaltige Schieferthone mit Inoceramus polyplocus F. Römer (Fig. 374) ein. Derselbe Zweischaler ist auch für die entsprechende Schichtengruppe Oberschlesiens charakteristisch.

b. Der mittlere Dogger, oder die Coronatenzone.

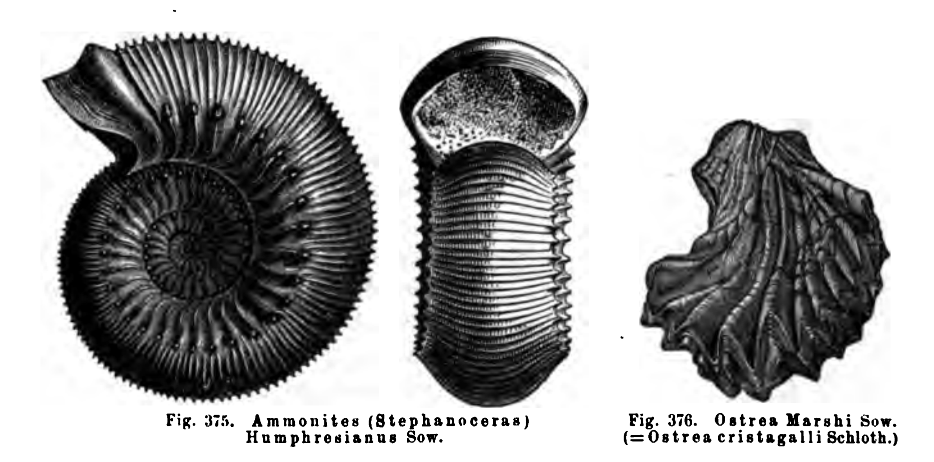


Fig. 375. Ammonites (Stephanoceras) Humphresianus Sow.

Fig. 376. Ostrea Marshi Sow. (= Ostrea cristagalli Schloth.)

Es ist dies in Süddeutschland, Frankreich und England wesentlich eine Kalksteinformation von teilweise oolithischer Beschaffenheit (so im schweizer

Jura), wenn auch zwischengelagerte dunkele Thone nicht ausgeschlossen sind, in Norddeutschland aber werden die Kalkgebilde durch dunkelgraue Thone mit Thoneisensteingeoden vertreten. Die wichtigsten organischen Reste, welche diese Unterabteilung des Doggers in allen ihren Verbreitungsgebieten charakterisieren, sind Ammonites (Stephanoceras) Humphresianus Sow. (Fig. 375), Belemnites giganteus Schloth. (Fig. 377), Ostrea Marshi Sow. (Fig. 376), Gresslya abducta Phil.

c. Der obere Dogger: Zone der Parkinsonien, Makrocephalen und Ornaten.

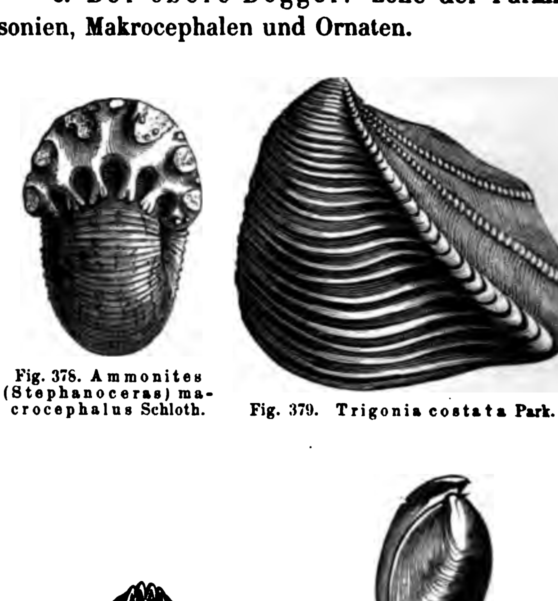


Fig. 378. Ammonites (Stephanoceras) macrocephalus Schloth.

Fig. 379. Trigonia costata Park.

Fig. 380. Rhynchonella varians Schloth.



Fig. 381. Terebratula digona Sow.

Fig. 377. Bel. giganteus Schloth.

Es besteht diese Schichtengruppe in Deutschland wiederum vorwaltend aus thonigen Gesteinen, zwischen denen sich einzelne Bänke von Eisenoolith einstellen. Von diesen gewinnen zwei besondere Wichtigkeit als Orientierungsmittel in der Schichtenreihe des Doggers: der Eisenkalk des Cornbrash voll Avicula (Pseudomonotis) echinata und die grobkörnigen Eisenoolithe mit Ammonites (Stephanoceras) macrocephalus. Die gewöhnlichsten und verbreitetsten Tierreste des oberen Doggers sind Ammonites (Parkin-

sonia) Parkinsoni Sow. (im unteren Niveau), Amm. (Stephanoceras, Macrocephalites) macrocephalus Schloth. (Fig. 378), Amm. (Cosmoceras) ornatus Schloth. (beide im oberen Niveau), Belemnites subhastatus Ziet., Bel. canaliculatus Schloth., Trigonia costata Park. (interlaevigata Quenst.) (Fig. 379), Avicula echinata Sow., Rhynchonella varians Schloth. (Fig. 380), Terebratula digona Sow. (Fig. 381).



Fig. 382. Pterophyllum Preslianum Göpp.

Im oberen Dogger (Great oolite) Englands (s. Seite 612) treten kalkige Schiefer auf (Stonesfield-Slates), welche durch ihre Wirbeltierreste berühmt geworden sind: außer zahlreichen Skeletteilen von Reptilien, z. B. von Ichthyosaurus, Teleosaurus, Pterodactylus finden sich dort die oben erwähnten Beuteltierunterkiefer; neben ihnen Cycadeen und Farnwedel. Von ersteren sind Pterophyllum Preslianum Göpp. (Fig. 382) und Pteroph. comptum Göpp. die häufigsten.

Manche Geologen betrachten den durch Ammonites macrocephalus und Amm. ornatus bezeichneten obersten Horizont des Doggers, den Kelloway, als unterstes Glied des weißen Jura und schließen den Dogger mit den Schichten des Cornbrash ab.

Spezielle Gliederung des Doggers in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen.

In **Schwaben** gliedert sich der braune Jura nach Quenstedt wie folgt:

III. Oberer brauner Jura, 7 bis 30 m mächtig.

Brauner Jura ζ.

2) Lamberti-Thone, schwarze, glaukonitische Mergel mit Amm. Lamberti Sow.

1) Ornatenthone, dunkele Thone mit Amm. refractus Rein., Amm. Jason Rein., Amm. pustulatus Rein. und Amm. ornatus Schloth., Bel. semihastatus Blainv.

Brauner Jura ε.

5) Makrocephalenoolith mit Amm. macrocephalus Schloth., Terebr. lagenalis Schloth., Rhynch. varians Schloth., Trigon. costata Park., Trigon. interlaevigata Quenst., Nucula lacryma Sow.

4) Kalkbank mit Rhynchonella varians.

3) Dentalienthon.

2) Parkinsoni-Oolithe und -Thone mit Amm. Parkinsoni Sow., ein höchst konstanter Horizont.

1) dunkele, schwefelkiesreiche Thone mit verkiesten Hamiten, Posidonienbruchstücken, ferner mit Trig. clavellata Ziet., Ostr. Knorri Ziet.

II. Mittlerer brauner Jura.

Brauner Jura δ.

4) Bifurcatenschicht, Eisenoolith mit Amm. Braikenridgi Sow., Amm. bifurcatus Schloth., Hamites bifurcatus Quenst., Rhynch. acuticosta Ziet., Bel. giganteus Schloth., Bel. canaliculatus Schloth.

3) Knollenbänke mit Monotis Münsteri, Turritella muricata u. a.

2) Ostreenkalke mit Ostrea Marshi und eduliformis Schloth., 6 m mächtig, außerdem mit Trigonia costata Park., Pect. tuberculosus Goldf., Pleurotomaria ornata Ziet., Amm. Humphresianus Sow., Amm. coronatus Schloth.

1) Giganteus-Thone mit Bel. giganteus Schloth., 6 m mächtig.

Brauner Jura γ. Harte blaue Kalke, 3,3 m mächtig. Zu unterst die Schicht des Amm. Sowerbyi Mill. und die Korallenschicht mit Isastreen, Lithodendren und Montlivaultia, beide mit Pect. demissus Goldf., Cidar. maximus Goldf., zu oberst braunrote Eisenoolithe mit Trümmern von Austern und Belemniten.

I. Unterer brauner Jura, bis 150 m mächtig.

Brauner Jura β, namentlich durch seine gelben Sandsteine und roten oolithischen Eisenerze charakterisiert. An der Basis des Sandsteinkomplexes liegen die sogenannten Zopfplatten, dünne Sandsteinplatten mit Wellenfurchen und zopfartigen Wülsten. Diese Abteilung des braunen Jura β, welcher auch die Eisensteinablagerungen von Aalen angehören, führt: Amm. Murchisonae Sow., Amm. discus Ziet., Nautilus lineatus Sow., Trigon. costata Park., Trigon. striata Phil., Pecten personatus Goldf., Nucul. Hammeri Defr. Als Grenzregion nach der nächsten Abteilung zu tritt der Pectinitenkalk mit vielen Pectenarten und Amm. Sowerbyi auf.

Brauner Jura α, dunkelgraue Schieferletten reich an Conchylien, diese mit weißer Schale. Besonders charakteristische Horizonte sind in dieser 100 m mächtigen Schichtenreihe:

3) Die Zone mit Trig. navis Lam. und Kalkknollen, angefüllt von Amm. opalinus Rein. (Oberregion.)

2) Die Astartenbank, 30 m über der ersteren, voll Astarte opalina Quenst., direkt darunter die Lucinenbank, voll Lucina plana Ziet., und höher hinauf die Pentacrinitenplatte voll Pent. pentagonalis. (Mittelregion.)

1) Die Torulosus-Schichten, 10—15 m, an der Basis des braunen Jura, dunkele, weiche Thone voll weißschaliger Conchylien, so Amm. torulosus Ziet., Amm. opalinus Rein., Posid. opalina Quenst., Trig. pulchella Ag., Nucula Hammeri Defr., Cerith. armatum Goldf. (Unterregion).

Im **nordwestlichen Deutschland** zerfällt der Dogger nach v. Seebach in folgende Unterabteilungen:

III. Oberer Dogger.

7) **Kelloway**; von manchen Geognosten, so auch von K. von Seebach, zum oberen Jura gerechnet, dessen Schichten im nordwestlichen Deutschland, z. B. am Lindener Berg, jenem vollkommen regelmäßig auflagern.

b. Ornatenthone, dunkele Schieferthone mit Amm. ornatus, Amm. Lamberti, Amm. Jason, Nucula pollux, bei Hersum, am Osterfeld, Tönnjesberg bei Hannover, Bredenbeck, Mehler Dreisch, Porta. = Quenstedts ζ.

a. Makrocephalenschichten, entweder eisenschüssiger Sandstein und Eisenoolith oder hellgraue Thone mit Amm. macrocephalus, Amm. Gowerianus, Pholadomya Murchisoni, Pleuromya donacina, auf dem Osterfeld bei Goslar, auf dem Mehler Dreisch, in der Weserkette.

6) Eisenkalke des Cornbrash, eisenschüssige, sandige Kalkbänke, etwa 36 m mächtig, mit Avicula echinata, Amm. posterus, Bel. hastatus bei Wettbergen, in der Weserkette.

5) Schichten der Ostrea Knorri, glimmerreiche sandige und kalkige Thone mit Ostrea Knorri, Astarte pulla, Trigonia interlaevigata, Amm. ferrugineus; etwa 80 m mächtig, bei Goslar, Mehler Dreisch, bei Marienhagen, Gerzen, Brunkensen an der Hilsmulde.

4) Schichten des Ammonites Parkinsoni, glimmerig-sandige Schieferthone mit viel Sphärosiderit-Nieren, etwa 80 m mächtig, fast nur mit Amm. Parkinsoni, bei Hildesheim, Deinsen, Mehler Dreisch am Osterwalde. 4, 5, 6, 7 = ε

II. Mittlerer Dogger.

3) Coronatenschichten, zu unterst blaugraue, darüber hellgraue Thone mit Bel. giganteus, Amm. Braikenridgi, Amm. Gervilli, Amm. Sauzei, Amm. Humphresianus, Gresslya abducta, bei Fallersleben, bei Hildesheim, Pottholtensen, Dohnsen. = γ und δ.

I. Unterer Dogger.

2) Schichten des Inoceramus polyplocus, Schieferthone mit Inoceramus polyplocus, Gresslya donaciformis, Pholadomya transversa, Amm. Murchisonae bei Kl.-Schöppenstedt, Ocker, Dohnsen, Hildesheim. = β.

1) Schichten des Ammonites opalinus, graublaue Thone uud dunkelgrauer dichter Kalk mit Nucula Hammeri, Trig. navis, Amm. opalinus, Amm. radiosus, Amm. affinis, bei Holm (Halberstadt), Wrisbergholzen, Greene, Wenzen. = α.

In **Deutsch-Lothringen** lässt sich nach Steinmann der Dogger wie folgt gliedern:

II. Oberer Dogger (Bathonian).

B. Bathian.

2) Schichten der Rhynchonella varians und des Ammonites quercinus Dunkele Thone, 2—5 m.

1) Thone mit Anabacia complanata.

A. Vesullian. *)

3) Mergeloolithe von Gravelotte. 40 m, mit Ammonites Parkinsoni, Belemnites giganteus, Bel. canaliculatus, Trigonia costata, Avicula echinata u. v. a.

2) Oolith von Jaumont. 15—20 m, voll Ostrea acuminata.

1) Mergelkalke von Longwy. 5—10 m, mit Avicula echinata, Ostrea acuminata u. a.

I. Unterer Dogger (Bajocian).

6) Schichten des Ammonites Humphresianus und Blagdeni, und der Isastrea Bernardana (Korallenkalk). 40 m. = γ.

5) Schichten des Ammonites Sowerbyi und der Gryphaea sublobata. Bläuliche und rotbraune Kalke. 20 m, zu oberst mit Amm. Sauzei und Inoceramus polyplocus.

4) Schichten des Ammonites Murchisonae und der Pholadomya reticulata. Ebenfalls Sandstein mit Eisenerzen. = β.

3) Schichten der Trigonia navis und Gryphaea ferruginea. Sandsteine mit Eisenerzflötzen. 1, 2 und 3 = α.

*) G. Steinmann. N. Jahrb. f. Min. 1880. II. S. 251. — K. Mayer. ebend. S. 367.

2) Schichten des Ammonites striatulus; beides Thone, nach oben in Sandstein übergehend.
1) Torulosus-Schicht.

Der Dogger der Alpen. Der Dogger bildet in den Alpen inselartige, vereinzelte Vorkommnisse, welche z. T. sehr arm an organischen Resten sind, z. T. verschiedenartige, aber gleichalterige Fazies repräsentieren, so dass eine Trennung des Doggers vom Malm dort nicht überall möglich ist. Letzteres ist z. B. bei den weitverbreiteten Aptychenschichten (mergeligen, kalkigen oder schieferigen Komplexen, die fast nur Aptychen führen) der Fall, welche den gesamten postliasischen Jura in sich begreifen. Dahingegen vertreten in den Südalpen die Oolithe mit Harpoceras opalinum und Murchisonae den unteren Dogger, — die Makrocephalenschichten des Salzkammergutes, die weißen Brachiopodenkalke von Vils in Nordtirol mit Terebr. pala und antiplecta und die Klaus-Schichten der Nordalpen nach Neumayr und Zittel,*) endlich die Posidonomyengesteine der Südalpen nach Benecke den oberen Dogger.**) Auf letztere folgt lokal direkt die als Leithorizont so wichtige Stufe des Aspidoceras acanthicus, welche dem Kimmeridge angehört (siehe S. 620 u. 623).

Der Dogger Englands und Frankreichs. Die auf den Lias folgenden jurassischen Ablagerungen Englands zeichnen sich durch die sehr beträchtliche Entwickelung von Oolithen aus, so dass man sie unter dem Namen »Oolites« zusammengefasst hat. Die untere, unserem Dogger entsprechende Abteilung desselben wird als Lower oder Bath Oolites, der obere Jura als Middle or Oxford Oolites und Upper or Portland Oolites bezeichnet. In den Lower or Bath Oolites (Dogger) werden von oben nach unten folgende Stufen unterschieden:

4. Kelloway.
3. Great Oolite,
   c. Cornbrash,
   b. Bradfordclay und Forrest Marble,
   a. Great or Bath Oolite, mit den Stonesfield Slates (s. S. 609),
2. Fullers Earth.
1. Inferior Oolite,
   b. Cheltenham beds.
   a. Lower Northampton beds.

In Frankreich werden die unserem Dogger und den englischen Lower Oolites entsprechenden Schichtenkomplexe von oben nach unten wie folgt benannt (vergl. S. 611 f.).

---

*) Zittel. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Wien XVIII. S. 601. — Neumayr. ebend. XX. S. 147 u. XXI. S. 377.
**) Benecke. Trias u. Jura in den Südalpen. München 1866.

4. Callovien (= brauner Jura ζ Quenst. = Kelloway).
3. Bathonien oder Grande Oolithe (= ε und obere Niveaus von δ).
2. Bajocien oder Oolithe inférieur (= γ Quenst.).
1. Toarcien supérieur (= α und β Quenst.), während das untere Toarcien unserem oberen Lias (ε und ζ) entspricht.

Der weifse oder obere Jura (Malm).

Petrographischer Charakter. Zwischen dem Lias und Dogger einerseits und dem oberen Jura andererseits giebt sich im großen Ganzen eine auffallende petrographische Verschiedenheit zu erkennen. Die im allgemeinen bis dahin dunkele Gesteinsfarbe wird weiß oder licht gelblichweiß, Sandsteine und Thone treten zurück, hellfarbige Kalksteine und Kalkmergel und neben ihnen Dolomite spielen die Hauptrolle. Als das wichtigste Schichtenmaterial des in Deutschland über 300 m mächtigen weißen Jura müssen die meist weißen, nur ausnahmsweise dunkel gefärbten Kalksteine angesehen werden, welche in den mannigfaltigsten Varietäten erscheinen. Bald sind sie oolithisch, bald dicht, bald dickschichtig, bald schieferig, hier sind sie fast vollkommen versteinerungsarm, dort stellenweise ganz angefüllt von organischen Resten. Namentlich sind es Spongien und Korallen, welche das Material mancher Schichtenkomplexe fast ausschließlich geliefert haben, die danach Spongiten- und Korallenkalksteine genannt werden. Eine sowohl durch ihre technische Nutzbarkeit, wie durch ihren Reichtum an eigentümlichen organischen Resten und deren außergewöhnlich guten Erhaltungszustand berühmte Varietät der plattenförmigen dichten Kalksteine sind die Solenhofener lithographischen Schiefer, welche in der Grafschaft Pappenheim in Bayern gebrochen werden. In gewissen Verbreitungsgebieten des weißen Jura erscheinen bedeutende Ablagerungen von Dolomit, welche sich durch ihre verhältnismäßige Armut an organischen Resten, durch ihre krystallinische, poröse und kavernöse Struktur, durch ihre meist schroffen Abstürze, ihre oft abenteuerlichen, ruinenähnlichen Felsformen, durch ihre Spalten- und Höhlenbildungen von den benachbarten Kalksteinen unterscheiden. Statt der reinen Kalksteine und Dolomite treten besonders in den höheren Etagen des weißen Jura sehr gewöhnlich stark thonige Kalksteine und Kalkmergel auf, welche dann oftmals mit wirklichen Thonbänken wechsellagern. Viel beschränkter und namentlich in der Nähe von Hannover, bei Limmer und am Ith, sowie im Jura bei Porrentruy aufgeschlossen, ist das Vorkommen von mit Asphalt imprägniertem Kalkstein. Die in den Asphaltbrüchen von Limmer gewonnenen oolithischen Kalksteine, schieferigen Mergel und Mergelkalke sind in der Weise von Bitumen durchdrungen, dass sie frisch gebrochen eine dunkelbraune Färbung zeigen, einen intensiven Geruch verbreiten und oft Nester und Streifen eines dickflüssigen, zähen Erdpeches umschließen. Häufig sind auch die Schalen der in ihnen vorkom-

menden Mollusken in reinen Asphalt verwandelt. Dem Einflusse der Sonnenstrahlen ausgesetzt, bleicht das Gestein und wird fast weiß.

Paläontologischer Charakter. Wie in den unteren Etagen des Jura, so kommen auch im weißen Jura Pflanzenreste nur lokal vor und gehören einigen Cycadeen, Coniferen und Farnen an. Die Hauptrolle spielen die Vertreter des Tierreiches. Die wesentlichsten Züge seiner Entwickelung während der Periode des oberen Jura lassen sich wie folgt kurz zusammenfassen: Die Seeschwämme vermehren sich in einer so enormen Weise, dass sie gewisse Bänke (Spongitenkalke) Süddeutschlands, der Schweiz und Ostfrankreichs vollkommen anfüllen, während die eigentliche Gesteinsmasse nur noch das bei weitem zurücktretende Schichtenmaterial ausmacht. Es giebt in Schwaben stundenlange Felswände und Klippen von mehreren Hundert Fuß Höhe, wo man keinen Stein aufheben kann, der nicht Spuren von Schwammgewebe enthielte. In ganz ähnlicher Weise entwickeln sich die Korallen, und zwar namentlich die Geschlechter Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Thecosmilia, Stylina, Favia u. a., nur ist ihre Verbreitung eine weit allgemeinere, so dass sie fast in allen Territorien des weißen Jura ausgedehnte Korallenriffe aufgebaut haben oder zu mächtigen Korallenbänken angehäuft sind. Auch die früher spärlichen Echiniden gewinnen an Häufigkeit, zahlreiche Arten der Geschlechter Cidaris, Hemicidaris, Pedina, Pygaster, Pseudodiadema, Echinobrissus gehören zu den bezeichnendsten organischen Resten des oberen Jura; ihre Fragmente, namentlich ihre Stacheln, füllen einzelne Bänke (z. B. die Cid. florigemma-Bänke) in großer Menge an. Während die Pentacriniten im Vergleich mit der Unzahl von Individuen in gewissen Schichten des Lias seltener werden, gewinnen andere Crinoidengeschlechter, namentlich Apiocrinus, Eugeniacrinus, Millericrinus, größere Häufigkeit. Die echten Ostreen treten fast noch massenhafter auf, als im Dogger; zu ihnen gesellt sich ein neues Ostreïden-Geschlecht Exogyra, dessen Vertreter (Exog. virgula) namentlich für die oberen Horizonte des weißen Jura bezeichnend sind. Auch die Trigonien stehen denen des Doggers an Häufigkeit kaum nach und liefern eine Anzahl wichtiger Leitfossilien. Das Zweischaler-Geschlecht Diceras, ein Vorläufer von Chama, besitzt besonders für die Schweiz und den französischen Jura Wichtigkeit, wo seine Vertreter den Hauptbestandteil der durch ihre Felsbildungen charakterisierten Diceratenkalke ausmachen. Von allen jurassischen Gasteropoden zeichnen sich die Nerineen, welche jetzt das Maximum ihrer Entwickelung erlangen, durch Formen- und Individuenreichtum aus. Die Ammoniten und Belemniten entfalten in dem oberen Jura nicht die Üppigkeit, durch welche sie für fast jede einzelne Schicht des Lias und Doggers so charakteristisch wurden. Das Vorwalten der Gattungen Perisphinctes, Peltoceras und Aspidoceras, daneben Oppelia, Haploceras und Harpoceras ist für den

weißen Jura bezeichnend, ebenso die Häufigkeit der von Ammoneen entstammenden Aptychen.

Im obersten Jura stehen die Ganoiden auf dem Höhepunkte ihrer Entwickelung. Ihr gewaltigster Vertreter ist der fast 2 m lange Lepidotus maximus aus den Solenhofener Schiefern. Die Fauna der Wirbeltiere wird um mehrere Typen bereichert, namentlich finden sich in ihnen die ersten Knochenreste von Schildkröten (Chelonides, Stylemis, Emys u. a.), also der weitest differenzierten Reptilien, sowie der Vögel, von denen uns aus älteren Formationen nur Fußspuren, die mit Bezug auf ihren Ursprung nicht immer ganz unzweifelhaft waren, bekannt wurden (siehe S. 574). Dahingegen sterben Ichthyosaurus und Plesiosaurus fast vollkommen aus, während die gavialähnlichen Saurier und riesigen Lacerten (Teleosaurus, Geosaurus, Machimosaurus, Pliosaurus) ziemlich häufige Knochen-, Panzer- und Zahnreste hinterlassen haben und die Flugsaurier (Pterodactylus und Rhamphorhynchus) das Maximum ihrer Entwickelung erreichen. Namentlich sind uns in den lithographischen Schiefern von Solenhofen vollständige Skelette dieser abenteuerlichen Echsen erhalten,*) welche mit dem ungeheuer verlängerten äußeren Finger der Vorderfüße eine Flughaut jederseits des Vorderkörpers spannen und sich mit dieser in flatternde Bewegung setzen konnten (Fig. 383).

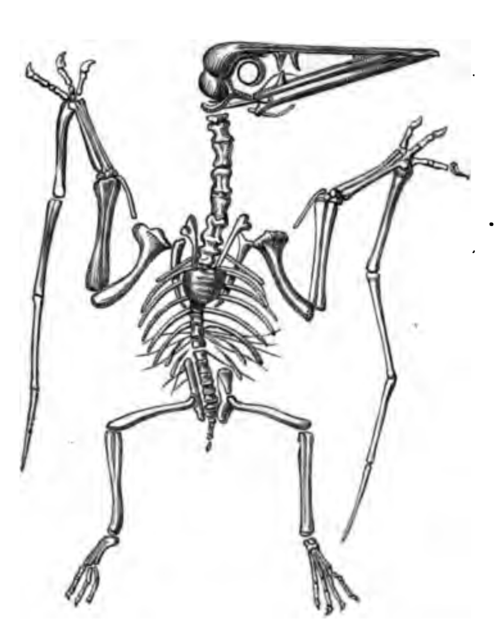


Fig. 383. Pterodactylus spectabilis.

Die ältesten Skeletteile eines Vogels wurden, wie bemerkt, ebenfalls in den lithographischen Schiefern von Solenhofen gefunden; sie gehören nur zwei Individuen an (Londoner und Berliner Exemplar), ein Beweis für die noch immer außerordentlich geringe Verbreitung des Vogeltypus auf der jurassischen Erde, während wir heute über 6000 Spezies eierlegender Warmblüter kennen. Der solenhofener Juravogel, Archaeopteryx ma-

---

*) K. A. Zittel. Palaeontograph. III. Folge. B. V. Lief. 2. Kassel 1882. — L. v. Ammon. Corr.-Bl. d. nat. Ver. Regensburg B. 38. 1884. S. 129.

crura Ow., ein echter Vogel, zur Abteilung der Carinata gehörig, unterscheidet sich am auffallendsten von allen jetzt lebenden Vögeln durch den Bau seiner Wirbel und seines Schwanzes, sowie durch seine bezahnten Kiefer. Die Wirbel sind bikonkav; der Schwanz besteht aus 20 frei stehenden Wirbeln, in deren Seiten jedesmal eine, im Ganzen also 40 Federn eingesenkt sind; jeder Kieferrand trägt 13 Zähnchen in Alveolen.



Fig. 384. Archaeopteryx macrura *R. Owen*. Das Berliner Exemplar W. *Dames*.*)
sc = Scapula; co = Coracoid; cl = Clavicula; h = Humerus; r = Radius; c = Carpus.

Überreste, und zwar namentlich Unterkiefer von Säugetieren sind bis jetzt nur aus einer wenige Zoll mächtigen Lage des obersten weißen Jura von England bekannt geworden. Sie gehören 8 oder 9 Gattungen und etwa 14 Spezies, sowohl fleisch- und insekten-, wie pflanzenfressenden kleinen Beuteltieren an.

Allgemeine Gliederung des oberen Jura. Der obere Jura zerfällt in drei Unterabteilungen: den Oxford, Kimmeridge und das Tithon; von manchen Geologen wird der Kelloway, also die Makrocephalen- und Ornaten-Zone, welcher in dieser Zusammenstellung (S. 609 u. 610) als oberster Dogger betrachtet wurde, zum weißen Jura gezogen.

*) W. Dames. Über Archäopteryx. (Paläont. Abh. II. 3) Berlin 1884. — Der oben zu Fig. 384 sowie der zu Fig. 415, S. 651 (Iguanodon), benutzte Holzschnitt ist entnommen den »Elementen d. Paläontologie, unter Mitw. von L. Döderlein bearbeitet von G. Steinmann.« Leipzig. Engelmann.

a) Der Oxford.

Die Schichtenreihe des Oxford wird vorzugsweise aus dichten Kalksteinen, Oolithen, Kalkmergeln und Dolomiten aufgebaut und im allgemeinen charakterisiert durch die Führung von Cidaris florigemma Phill. (Fig. 387),

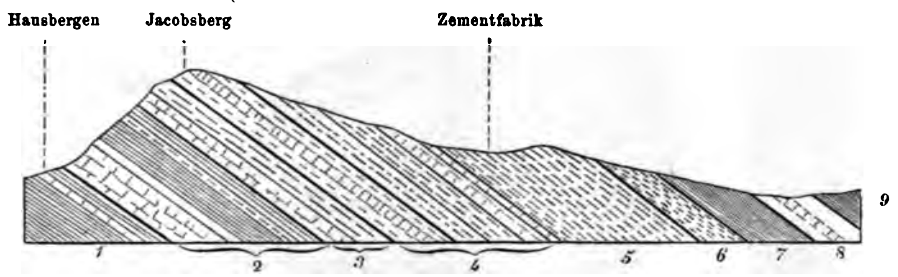


Fig. 385. Profil des weißen Jura in der Porta Westfalica. Nach *Heinr. Crd.*
1) Cornbrash, 2) Kelloway, 3) Oxford, 4) Kimmeridge, 5) Exogyra virgula-Schichten, 6) Eimbeckhäuser Plattenkalke, 7) Mündermergel, 8) Wealden, 9) Hils.

Cidaris coronata Goldf., Echinobrissus scutatus Lam., Hemicidaris crenularis Ag. (Fig. 386), Apiocrinus Royassianus d'Orb., Terebratula (Megerlea) pec-

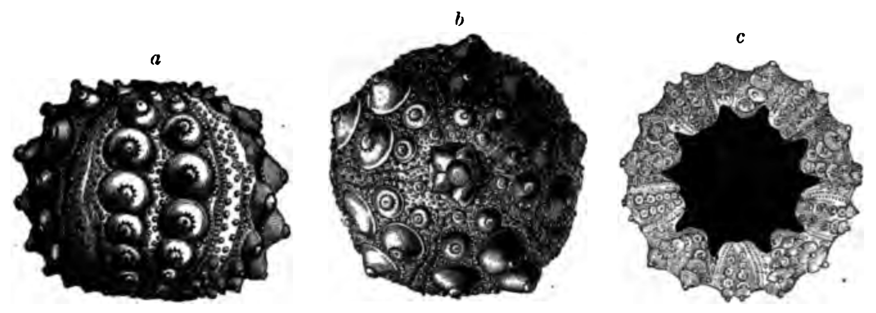


Fig. 386. Hemicidaris crenularis Ag. *a* von der Seite; *b* von oben; *c* von unten.

tunculus Schloth. (Fig. 389), Terebratula impressa Buch, Rhynchonella lacunosa Schloth., Trigonia clavellata Park. (Fig. 388), Amm. (Aspidoceras) perarmatus Sow., Amm. (Perisphinctes) plicatilis Sow. (Fig. 390), Amm. (Amalth.) cordatus, Amm. (Peltoceras) bimammatus, Belemnites hastatus Blainv. (Fig. 391).

In dieser Schichtenfolge treten drei Horizonte durch die massenhafte Anhäufung nahe verwandter Tierformen besonders auffällig hervor. Der tiefste derselben ist eine Korallenbank, welche namentlich in Norddeutschland und England entwickelt und vorzugsweise aus Stöcken von Thamnastraea concinna Goldf., Isastraea helianthoides Goldf., Stylina limbata Goldf., Montlivaultia sessilis Münst. u. a. zusammengesetzt ist. Eine ähnliche Korallenbank (Coralrag von Nattheim) zeigt sich in Schwaben in einem etwas höheren Niveau, nämlich an der oberen Grenze des Kimmeridge. Ihrem

organischen Ursprunge nach den Korallenbänken ähnlich sind die **Spongiten-** (oder **Scyphien-**) **Kalke**, welche in Franken und Schwaben am

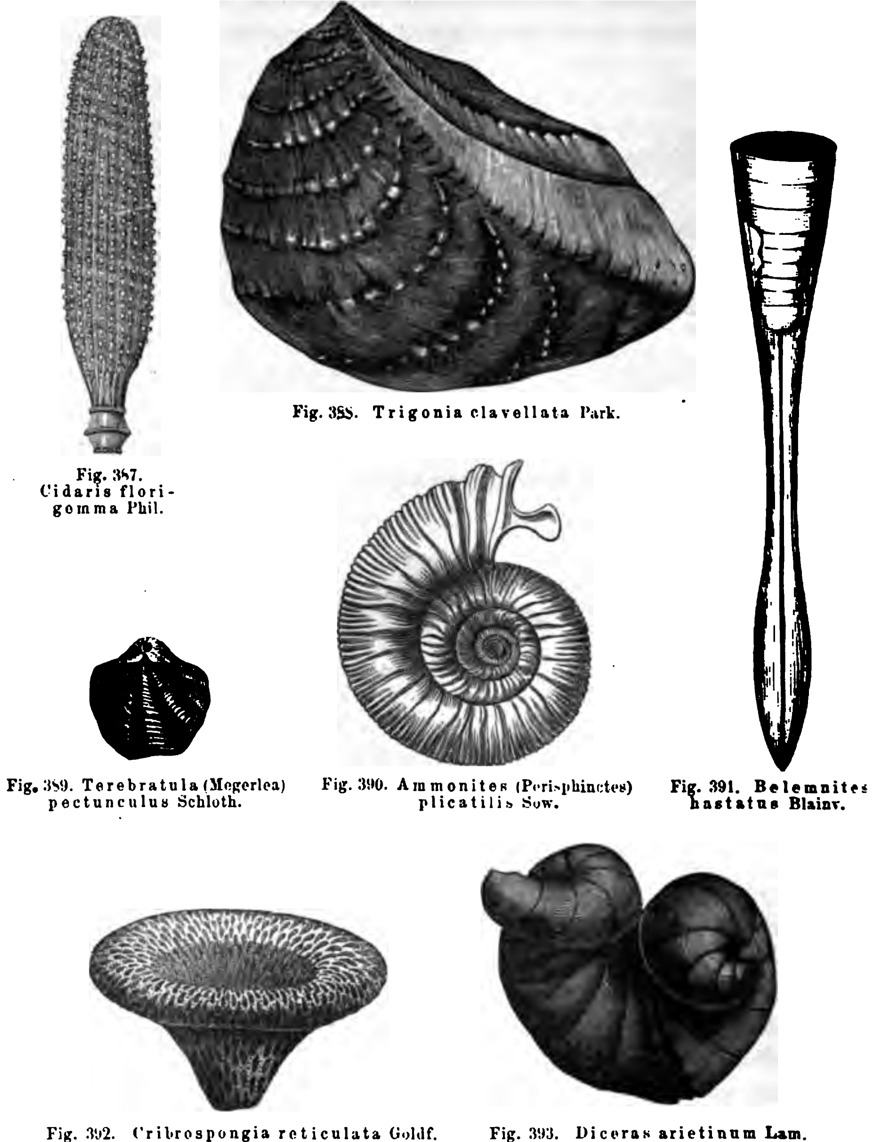


Fig. 387. Cidaris florigemma Phil.

Fig. 388. Trigonia clavellata Park.

Fig. 389. Terebratula (Megerlea) pectunculus Schloth.

Fig. 390. Ammonites (Perisphinctes) plicatilis Sow.

Fig. 391. Belemnites hastatus Blainv.

Fig. 392. Cribrospongia reticulata Goldf.

Fig. 393. Diceras arietinum Lam.

mächtigsten sind, von wo aus sie sich mit fortwährend abnehmender Mächtigkeit durch die Schweiz bis in die Bourgogne verfolgen lassen. Wie der Name andeutet, bilden Spongien das ursprüngliche Hauptmaterial dieser Kalksteine. Namentlich sind die Gattungen Cnemidiastrum (z. B. stellatum

Goldf. sp.), Hyalotragos (patella Goldf. sp.), Cribrospongia (reticulata Goldf. sp., Fig. 392), Cupulospongia (rimulosa Goldf. sp., radiata Münst. sp.), Pachyteichisma (lopas Quenst. sp.), Cylindrophyma und Porospongia vertreten. Den dritten zoogenen Horizont des weißen Jura bilden die Diceratenkalke, die in den französischen und schweizer Territorien der Juraformationen ihre größte Verbreitung finden, dem oberen Oxford angehören und angefüllt sind von Diceras arietinum Lam. (Fig. 393).

b) Der Kimmeridge.

Die Schichtenreihe des Kimmeridge besteht aus dichten, thonigen und oolithischen Kalksteinen, während in ihren oberen Horizonten Kalkmergel

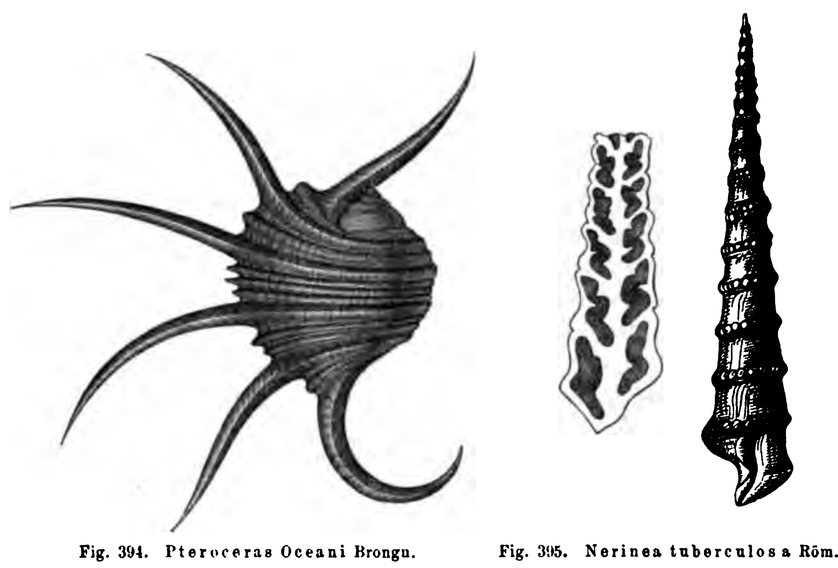


Fig. 394. Pteroceras Oceani Brongn. Fig. 395. Nerinea tuberculosa Röm.





Fig. 396. Exogyra virgula Sow.

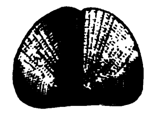


Fig. 397. Aptychus latus Münst.

von vorherrschend grauer, licht gelblichweißer oder vollkommen weißer Farbe vorwalten. Unter den zahlreichen organischen Resten dieser Gruppe sind als Leitfossilien hervorzuheben: Pteroceras Oceani Brongn. (Fig. 394), Nerinea tuberculosa Röm. (Fig. 395), Nerinea bruntrutana Thurm., Nerinea pyramidalis Münst., Exogyra virgula Sow. (Fig. 396), Pholadomya acuticostata

Sow., Corbis subclathrata Buv., Terebratula subsella Leym, — und in den obersten oolithischen Kalken Ammonites (Olcostephanus) gigas Ziet. Diese Schichten des Amm. gigas werden auch wohl entweder für sich oder mit den Eimbeckhäuser Plattenkalken (siehe unter Purbeck u. S. 623) als eine selbständige Stufe, der Portland, aufgefasst.

c) Das Tithon.

Das Tithon wird in Deutschland namentlich durch die Solenhofener Plattenkalke und Schiefer und durch den Purbeck, in den alpinen Gegenden vorzüglich durch die Kalke mit Terebr. diphya vertreten.

Den interessantesten Schichtenkomplex des Tithon bilden die Solenhofener Schiefer. Ihr gleichmäßiges Gefüge, die Feinheit ihres Kornes bedingen nicht nur den hohen technischen Wert dieser Plattenkalke, sondern haben sie auch zugleich zur Erhaltung der zartesten Teile von Organismen befähigt, so dass uns in ihnen eine reiche oberjurassische Fauna überliefert worden ist, die ohne so günstige Verhältnisse spurlos verschwunden wäre. Ihre Hauptrepräsentanten sind nackte Cephalopoden mit Schulp, Mantel, Kopf, Armen, Magen und Tintenbeutel, ferner Aptychen, Krebse, namentlich Astaciden mit vielgliederigen Fühlern und wohlerhaltenen Scheren und Füßen, Crustaceenlarven, Libelluliden mit dem zartesten Netzgewebe der Flügel, Fischskelette vorzüglich von Lepidotus-, Megalurus- und Aspidorhynchus-Arten, endlich Reste, ja zum Teil vollkommene Knochengerüste des Pterodactylus und Rhamphorhynchus. Denselben Schichten entstammen, wie bereits erwähnt, die Knochenreste und Federn von Archaeopteryx.

Das alpine oder mediterrane Tithon erhält seine untere Begrenzung durch die Zone des Aspidoceras acanthicum (Oberer Kimmeridge), welche sich mit gleichbleibendem Charakter vom östlichen Siebenbürgen und der Tatra bis Sicilien und Algier verfolgen lässt und sich durch eine reiche Ammonitenfauna (namentlich Perisphinctes und Aspidoceras) auszeichnet.*)

Das auf sie folgende Tithon zerfällt in:

1. Diphyakalke, plattige rote marmorartige Kalksteine, reich an Terebratula diphya (Fig. 398); Hauptverbreitungsgebiet: südtiroler und venetianer Alpen, vereinzelt auch in den österreichischen und bayerischen Alpen.

2. Stramberger Schichten, dickbankige, oft beinahe ungeschichtete, hellgefärbte Kalksteine, z. T. reich an Ammoniten, z. B. Ammonites (Phylloceras) ptychoicus Quenst. (Fig. 399), Amm. (Perisphinctes) transi-

*) Benecke. Trias u. Jura in den Südalpen. München 1866. — Neumayr. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1876. S. 129. 137; 1877. S. 110.

torius Opp., an anderen Punkten mit vorwaltenden Nerineen. Verbreitet im Salzkammergut, in den Südalpen, in dem Klippengebiete der Karpathen.



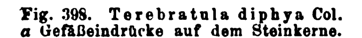


Fig. 398. Terebratula diphya Col. a Gefäßeindrücke auf dem Steinkerne.



Fig. 399. Ammonites (Phylloceras) ptychoicus Quenst.

Der Purbeck. Während die Juraformation in den meisten ihrer Verbreitungsgebiete mit den Schichten des Amm. gigas oder mit dem an Exogyra virgula reichen oberen Kimmeridge abschließt, folgt auf diesen im südöstlichen England und an den gegenüberliegenden Küsten Frankreichs, sowie im Juragebirge und im nordwestlichen Deutschland eine z. B. am Deister bis 500 m mächtige Schichtenreihe, welche mit dem Namen Purbeck belegt worden ist. Sie besteht in Deutschland (siehe Fig. 385) zu unterst aus dünnplattigen Kalksteinen (Eimbeckhäuser Plattenkalk) voll Corbula inflexa Dunk., auf welche rote und grünlichgraue Mergel (Münder Mergel) mit Gyps und Steinsalzeinlagerungen, sowie mit Corbula, Paludina und Cyclas folgen. Sie wiederum werden von einem Kalkstein, dem Serpulit, überlagert, der von Serpula coacervata Blum. angefüllt ist und zum Teil fast allein aus den Röhren derselben besteht, zu denen sich noch einige Cyrenen- und Corbula-Arten gesellen. Wie die organischen Reste des deutschen Purbeck beweisen, ist dieser eine Brackwasserbildung.

In England besitzt die Schichtenreihe des Purbeck nur 53 m Mächtigkeit und besteht, abgesehen von einem Kalksteinkomplexe marinen Ursprungs (mit Ostrea, Pecten, Avicula), ebenfalls aus Brackwasser- und Süßwassergebilden. Es sind thonige graue Kalksteine und Mergel mit Arten von Paludina, Planorbis, Limnaea, Melania, Cyclas, Cyrena, Corbula, Unio und Cypris; namentlich letztere bedecken die Schichtungsflächen in ungeheueren Scharen. Dem mittleren Niveau des Purbeck gehört die nur wenige Zoll mächtige Schicht an, welche durch die zahlreichen Funde von eingeschwemmten Säugetierresten ein so großes paläontologisches

Interesse erhalten hat. Vorzüglich sind es, wie bereits oben erwähnt, die Unterkiefer von Beuteltieren, die man dieser Schicht entnommen und Plagiaulax, Galestes, Triconodon benannt hat. In dieser von Niederschlägen aus Wasser gebildeten Schichtenreihe und zwar namentlich in ihrem tiefsten Horizonte sind dunkelbraune bis schwarze Zwischenlagen von vorweltlicher Dammerde (dirt-beds) eingeschaltet, welche zahlreiche Überreste einer aus Coniferen und Cycadeen bestehenden Waldvegetation umschliessen, deren Stämme oft noch aufrecht stehend angetroffen werden, während ihre Wurzeln tief in den Untergrund eingreifen und die abgebrochenen Stämme horizontal zwischen den stehen gebliebenen Strünken liegen (siehe Fig. 400).

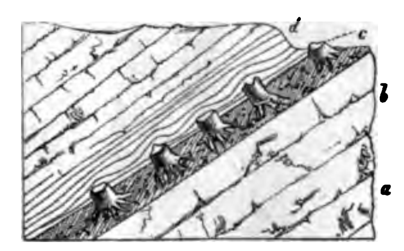


Fig. 400. Profil durch den untersten Purbeck auf der Insel Portland.
a Portland, marin; *b* Süßwassergebilde des unteren Purbeck; *c* Purbeck-Dammerde mit Coniferen; *d* Süßwasserkalk.

Aus der Thatsache, dass die rein marinen Gebilde des norddeutschen Kimmeridge von einer Brackwasserformation, denn solches ist der Purbeck Hannovers, überlagert werden, ferner daraus, dass in England auf den dortigen marinen Portland eine Schichtenreihe von abwechselnden Brackwasser-, Meerwasser- und Süßwasserablagerungen, sowie Dammerde-, also Festlandsgebilden folgt, geht hervor, dass die beiden beschriebenen Territorrien am Ende der Juraperiode eine von vielfachen Oszillationen unterbrochene Hebung erlitten haben, in Folge deren sie zum flachen Küstenlande wurden. Andere und zwar die große Mehrzahl der jurassischen Ablagerungen blieben während dessen Meeresgrund, so dass der Absatz mariner Sedimente ungestört auf ihm seinen Fortgang nehmen konnte. Hier folgt also unmittelbar auf den marinen, oberen Jura die echte unterste Kreide, welche auf dem unterdessen zum sumpfigen Festlande gewordenen Purbeck naturgemäß fehlt und durch eine Sumpf- und Süßwasserbildung, den eigentlichen Wealden, ersetzt wird.

Auf S. 623 findet sich die speziellere Gliederung des oberen Jura tabellarisch zusammengestellt, außerdem aber soll der deutschen Entwickelung dieser Formation eine etwas eingehendere Beschreibung gewidmet werden.

Speziellere Gliederung des oberen Jura in Schwaben und im nordwestlichen Deutschland. Auf die dunkelen Thone des obersten braunen Jura folgen in Schwaben die hellgrauen Kalkmergel und Kalke des unteren weißen Jura. Derselbe ist von Quenstedt ebenso wie der Lias und der Dogger in 6 Stufen (α bis ζ) gegliedert worden. Neuere Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass dieser schwäbische weiße Jura

Gliederung und Parallelisierung des oberen Jura. Nach M. Neumayr.

		Nordwest-Deutschland.	England.	Nordfrankreich.	Südfrankreich und Westschweiz.	Süd-Deutschland.	Ostalpen.	Karpathen, Siebenbürgen.
Tithon.	Zone des Perisphinctes transitorius.	Purbeckschichten (Serpulit und Münder Mergel).	Purbeck.	Purbeckien.	Purbeckien.			Stramberger Schichten.
	Zone des Aspidoceras cyclotum.	Eimbeckhäuser Plattenkalk.	Kalk und Sand von Portland.	Portlandien supér.	Dolomie portlandienne.	= ζ Quenst. Solenhofener Plattenkalke. Kehlheimer Korallenkalke. Nüsplinger Kalkplatten.	Diphyakalk. Korallenkalk des Salzkammergutes.	Klippenbreccien von Rogoznik und Csorsztyn. Diphyakalke.
Kimmeridge.	Zone des Hoplites Eudoxus.	Schichten mit Oleostephanus gigas. Schichten mit Exogyra virgula. Pteroceras-Schichten.	Kimmeridgethon, oberer Teil.	Portlandien moyen et infér. Virgulien. Ptérocérien.	Calcaire à Ter. janitor. Calcaire à Ter. moravica. Calcaire à Aspid. acanthicum. Corallien de Valfin.	= ε Quenst. Nattheimer Korallenkalke. Eudoxus-Schichten. Dolomite. Felsenkalk.	Obere Acanthicus-Schichten.	Obere Acanthicus-Schichten in Siebenbürgen.
	Zone der Oppelia tenuilobata.	Nerineenschichten. Schichten mit Terebratula humeralis.	Kimmeridgethon, unterer Teil.	Astartien. Corallien supér.	Astartenkalke. / Calcaire à Perisph. polyplocus.	= γ u. δ Quenst. Schwammkalke = Tenuilobatus-Schichten.	Untere typische Acanthicus-Schichten.	Typische Acanthicus-Schichten.
Oxford.	Zone des Peltoceras bimammatum.	Korallen-Oolith.	Upper Calcareous Grit. Coral Rag.	Corallien infér.	Zone à Peltoceras bimammatum et bancs à Diceras.	= β Quenst. Bimammatus-Schichten. Schwammkalke.		
	Zone des Peltoceras transversarium und des Aspidoceras perarmatum.	Hersumer Schichten.	? Lower Calcareous Grit. Oxford Clay.	Marnes oxfordiennes.	Zone à Peltoc. transversarium et Amalth. cordatus.	= α Quenst. Schwammschichten. Impressathone. Transversarius-Schichten.	Schichten m. Peltoc. transversarium im Etschthal und am Gardasee.	Transversarius-Schichten von Neumarkt in Galizien, Puchow in Ungarn. Kalke von Cellechowitz in Mähren.
Dogger.		Kelloway.						

in einer doppelten Faziesreihe, einer normalen und einer Schwamm- oder Korallenfazies entwickelt ist. Unter Berücksichtigung dieser Thatsache und unter Beibehaltung der Quenstedt'schen Sechsteilung gliedert sich nach Th. Engel der Malm Schwabens wie folgt:

III. Oberer weifser Jura.

Weifser Jura ζ.

Dicke Kalkplatten (Krebsscherenplatten Qu.), meist den β-Bänken des unteren Weißen Jura gleichend, lokal oolithisch. Lithographische Schiefer von Nusplingen (Parallelbildung der Solnhofer Schichten) mit Pterosauriern, Eryoniden, Fischen, Aptychen, Pagurus suprajurensis, Astarte minima Qu., Trigonia suevica Qu., Venus suevica Qu., Amm. Ulmensis Oppel.

Weifser Jura ζ'.

Oolithe von Schnaitheim, Stotzingen und Wippingen mit Resten von Dakosaurus maximus Qu., Gyrodus umbilicus Ag., Sphaerodus gigas Ag., Lepidotus und Pyknodus; außerdem Diceras speciosum Münst. und Isoarca explicata Röm. Daneben die sogenannten »wilden Portländer« oder Kalkplatten mit Korallen, dieselbe Fauna wie in den Nattheimer Schichten.

Die »Oolithe« repräsentieren die höchste Stufe des schwäb. Jura.

Weifser Jura ε.

Plumpe ungeschichtete Kalke, bald als Marmor, bald als »Zuckerkorn«, bald als Dolomit; offenbar korallin. Die Fossilien sind dieselben wie in der Korallenfazies. Die »Lochfelsen« der Alb sind für diese Kalke charakteristisch. Bohnerz füllt oft die Spalten aus.

Stufe ζ und ε dürften übrigens nur lokale Äquivalente repräsentieren.

Weifser Jura ε'.

»Nattheimer Schichten«, Korallenkalke Schwabens. Meist sind die organ. Reste verkieselt. Es sind:

Isastraea helianthoides Gf., Maeandrina Sömmeringii Gf., Stylina tubulosa Gf., Styl. limbata Gf., Styl. micrommata Qu., Convexastraea sexradiata Gf., Placophyllia dianthus Gf., Thecosmilia trichotoma Gf., Montlivaultia obconica Qu., Thamnastraea microconos Gf.

In diesen Korallenriffen außerordentlich zahlreiche Echiniden, Crinoiden und Brachiopoden; so Cid. coronata Qu., Cid. elegans Münst., Apiocrinus mespiliformis Qu., A. Milleri Gf., Solanocrinus Jaegeri und costatus Qu., Asterias stellifera Qu., Rhynch. inconstans Sow., Tereb. insignis Schl., Megerlea pectunculoides Schl., sowie Ostraea hastellata, etc.

II. Mittlerer weifser Jura.

Weifser Jura δ.

Wohlgeschichtete Kalkbänke, ohne Thonlagen. Leitende Fossilien sind: Amm. mutabilis Qu., A. pseudomutabilis d'Orb., A. inflatus Rein., A. bispinosus Qu., Prosopon marginatum und rostratum Mey.

Weifser Jura δ'.

»Plumpe Felsenkalke« die großen Felsen bildend, welche am Nordwestabhange der Alb überall in die Augen springen.

Echte Schwammfazies mit Cnemidiastrum, Tragos, Siphonia, ferner mit Rhynchonella lacunosa Qu., Terebr. bisuffarcinata Schl. und Echinodermen.

Weifser Jura γ.

Thonige Kalkbänke. Hauptleitmuscheln sind: Amm. polygratus Rein. (Kragenplanulaten Qu.), A. polyplocus Rein., A. anceps albus Qu., A. tenuilobatus Op. (Zone des Amm. tenuilobatus), A. platynotus Rein., A. inflatus Rein., A. dentatus Rein., Aptychen, Disaster carinatus Qu. und Pseudomonotis similis Gf., welche lokal ein ganzes Lager bildet.

Weifser Jura γ'.

Schwammbildung, bald nur nesterweise in die thonigen Kalke eingesprengt, bald ganze Flächen bedeckend mit Cypellia, Pachyteichisma, Manon, Sporadopyle, Tremadictyon, Rhynch. lacunosa Buch, Terebratulina substriata Schl., Terebratula nucleata Schl., Rhynch. triloboides Qu. etc.

I. Unterer weifser Jura.

Weifser Jura β.

»Wohlgeschichtete Kalkbänke«.

Die wichtigsten Fossilien sind: Amm. canaliculatus albus Qu., A. flexuosus nudus und costatus Qu., A. biplex rotundus und compressus Qu., A. lingulatus Qu.

Weifser Jura β'.

Schwammkalke ganze Felsen bildend, wie in der Balinger Gegend oder nur als einzelne Schwammnester in den wohlgeschichteten Kalken, wie in der übrigen Alb.

Die Fossilien sind so ziemlich dieselben wie in den tieferen Lochen-Schichten; besonders charakteristisch ist Amm. bimammatus Qu. (Zone des bimammatus).

Weifser Jura α.

Kalkbänke mit Thonschichten, verkieste Fossilien führend und reich insbesondere an Terebratula impressa Qu. (daher »Impressa-Schichten«); häufig sind außerdem: Disaster granulosus Münst., Turbinolia impressae Qu., Asterias impressae Qu., Balanocrinus subteres Gf., Rostellaria bicarinata Gf., Amm. alternans Buch, A. canaliculatus Qu., complanatus Ziet., Amm. biplex impressae Qu., Belem. hastatus Blainv. und pressulus Qu.

Die oberste Grenze dieses Komplexes bildet an vielen Stellen eine Seetangschicht mit Nulliporites Hechingensis Qu.

Weifser Jura α'.

Schwammschichten oder Lochenschichten mit sehr viel Fossilien, zumal Brachiopoden und Echinodermen; die häufigsten sind: Sporadopyle obliqua Zitt., Cypellia rugosa Zitt., Stauroderma Lochense Zitt., Ceriopora radiciformis Gf., Cidaris coronata Gf., Eugeniacrinus caryophyllatus Gf. und nutans Gf., Pentacr. cingulatus Münst., Rhynch. lacunosa Buch, Terebratula bisuffarcinata Schl., Ter. gutta Qu., Ter. orbis Qu., Megerlea pectunculus Schl., Megerlea loricata Schl., Amm. alternans Bach., Amm. convolutus Schl., Amm. canaliculatus Qu., Amm. flexuosus Buch.

Transversarius-Schichten; Kalke und dazwischen gelagerte Thonschichten. (Amm. transversarius Qu. sehr selten.)

Das Liegende dieser Schichten sind die Grenzbänke des obersten Braunen Jura mit Lambertiknollen und Belemnites semihastatus rotundus Qu.

Den oberen Jura der Umgegend von Hannover gliedert C. Struckmann auf Grund eigner Untersuchungen, sowie der Arbeiten Römer's, v. Seebach's und Heinrich Credner's wie folgt:

7. Purbeck.

b) Serpulit; Kalkstein mit Schieferthonen wechselnd, bis 50 m mächtig, voll Serpula coacervata. Die Glieder des Purbeck sind namentlich am Süntel, am Ith, an

der Porta und bei preuß. Oldendorf, aber auch im Vororte Linden bei Hannover aufgeschlossen.

a) Münder Mergel, rote und grünliche Mergel mit Dolomit und Gyps, über 800 m mächtig; mit Corbula, Paludina und Cyclas.

6. Portland.

b) Eimbeckhäuser Plattenkalk, dünngeschichteter Kalkstein, unten mit Lagen von Kalkmergel, 100 m mächtig, mit Corbula inflexa, Corbula alata, Turritella minuta.

a) Schichten des Ammonites gigas, hellgelbliche oolithische Kalke und Mergelthone mit Amm. gigas, Corbula inflexa u. a.

5. Oberer Kimmeridge = ε Quenst.

Schichten der Exogyra virgula, dichte und oolithische Kalksteine, mit Kalkmergeln und Kalkthonen wechsellagernd, mit Exogyra virgula, Cyprina Saussurei Pholadomya multicostata, Trigonia suprajurensis, Trig. verrucosa, Terebr. subsella. aufgeschlossen z. B. bei Lauenstein am Ith, Kappenberg am Deister, Sülfeld, Porta, Kette des Wesergebirges, Limmer.

4. Mittlerer Kimmeridge.

Schichten des Pteroceras Oceani, oolithischer und dichter Kalkstein, bis 13 m mächtig mit Terebr. subsella, Exogyra bruntrutana, Exog. virgula, Gervillia tetragona, Corbis decussata, Nerinea pyramidalis, Ner. Gosae, Ner. bruntrutana, Pteroceras Oceani.

3. Unterer Kimmeridge, Astartien, = δ und γ Quenst. = Séquanien supérieur Frankreichs.

Nerineenschichten und Zone der Terebratula humeralis Röm., außerdem u. a. Terebr. bicanaliculata Ziet., Rhynchonella pinguis Röm., Natica globosa Röm., Nerinea tuberculosa Röm., Ner. reticulata Crd., Ostrea multiformis Dkr.. Cyprina nuculaeformis Röm., Schildkröten, Saurier, Fische.

2. Korallenoolith (Corallien) = β Quenst. = Séquanien inférieur Frankreichs.

b) Zone des Pecten varians Röm. und der Nerinea Visurgis Röm., außerdem u. a. mit Phasianella striata Sow. und Cidaris florigemma Phill.

a) Korallenbank und Zone der Ostrea rastellaris, mit Cidaris florigemma Phill., Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Ostrea rastellaris Münst., Pecten subfibrosus d'Orb., Echinobrissus scutatus Lam. u. a.

1. Oxfordschichten = α Quenst.

Hersumerschichten oder Perarmatenschichten mit Ammonites perarmatus Sow., Amm. cordatus Sow., Belemnites hastatus Montf., Trigonia clavellata Sow.. Gryphaea dilatata Sow.

Klimatische Fazies der Juraformation. Nach Neumayr*) prägen sich bereits innerhalb des Meeres der Jurazeit große Faunengebiete aus, welche gürtelförmig vom Pol nach dem Äquator zu aufeinander folgen und deren Unterschiede nur auf Temperaturdifferenzen beruhen können. Auf der nördlichen Halbkugel sind diese klimatischen Zonen als boreale, als nördlich gemäßigte und als äquatoriale Zone unterschieden und bezeichnet worden. Innerhalb Europas gehört die Juraprovinz Russlands der

*) M. Neumayr. Denkschr. d. math.-nat. Cl. d. K. Akad. d. Wiss. Bd. XLVII. Wien 1883.

borealen, — die mitteleuropäische Juraprovinz der gemäßigten, — und endlich die mediterrane (oder alpine) Juraprovinz der äquatorialen Klimazone an.

1) Die mediterrane Juraprovinz wird charakterisiert durch die außerordentliche Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Simoceras, Phylloceras und Lytoceras, sowie der Terebratula diphya und Rhynchonella controversa. Hierher gehört der Jura der Alpen, Karpathen, Cevennen, Spaniens, Italiens, Siciliens, der Balkanhalbinsel, der Krim und des Kaukasus.

2) Die mitteleuropäische Juraprovinz wird charakterisiert durch die Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Aspidoceras, Oppelia, Harpoceras und Peltoceras, durch den Reichtum an Korallen und das fast vollkommene Fehlen von Phylloceras und Lytoceras. Hierher gehören die Jura-Ablagerungen Deutschlands, des außeralpinen Frankreichs, Englands und der baltischen Länder.

3) Die boreale Juraprovinz wird charakterisiert durch das Fehlen der genannten Ammoniten, wie der gesamten Korallen, dahingegen durch starke Entwickelung von Cardioceras und der Aucellen. Hierher gehört der Jura des nördlichen Russlands,*) sowie Spitzbergens und Grönlands.

Geographische Verbreitung der Juraformation.**) In Deutschland besitzt die Juraformation drei größere Verbreitungsgebiete: das fränkisch-schwäbische, das des nordwestlichen Deutschlands und das von Oberschlesien. In Franken und Schwaben bildet des Ausgehende des Jura

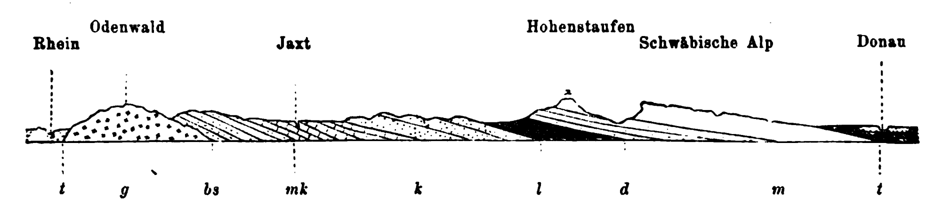


Fig. 401. Profil durch die Trias und den Jura Schwabens.
g = Gneiße und Granite; *bs* = Buntsandstein, darunter Rotliegendes; *mk* = Muschelkalk; *k* = Keuper; *l* = Lias; *d* = Dogger; *m* = Malm; *t* = Tertiär und Diluvium.

einen weiten Bogen, dessen stärkste Krümmung in der Gegend von Regensburg liegt, indem sich sein südlicher Schenkel von Schaffhausen aus in nordöstlicher Richtung hinzieht, sein nördlicher hingegen etwa von Coburg aus nach Süd-Südost streicht. Ersterer wird wesentlich von der rauhen Alb, letzterer durch den fränkischen Jura repräsentiert. An der Zusammensetzung dieses Jura-Territoriums beteiligen sich Lias, Dogger und weißer Jura. Der Lias bildet ein flaches Hügelland, welches sich wie ein Teppich

*) Siehe dagegen: S. Nikitin. N. Jahrb. f. Min. 1886. II. S. 205.

**) Speziell und mit ausführlicher Litteratur in: M. Neumayr. Geograph. Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. math. Cl. d. kais. Akad. d. Wiss. Bd. L. Wien 1885.

am Fuße des Gebirges ausbreitet und gewöhnlich von den Flussthälern so tief eingeschnitten wird, dass durch sie die Keuperschichten, welche seine Basis bilden, entblößt werden. Der Dogger tritt in einer weit schmäleren Zone in Form mehr oder minder steiler Abhänge am Fuße des aus weißem Jura bestehenden Berglandes hervor, welches sich in zum Teil gewaltigen schroffen Felswänden über diese Abhänge erhebt und auf seiner Höhe ein Hochplateau bietet, das sich allmählich nach Südosten hin absenkt. Der weiße Jura Frankens ist durch das Auftreten mächtiger Dolomite ausgezeichnet, in welchen sich die an Skeletten diluvialer Säugetiere reichen Höhlen von Muggendorf und Gailenreuth ausdehnen. Die niedrige Erhebung, welche den fränkischen Jura mit der rauhen Alb verbindet, ist das Terrain, auf welchem die berühmten Plattenkalke von Solenhofen und Pappenheim zur Ausbildung gelangt sind.

Die Schichten der norddeutschen Juraformation breiten sich in einer von West gegen Ost gerichteten Zone aus, welche sich von der Grenze Hollands bis in die Gegend von Halberstadt erstreckt. In dem größten und zwar in dem nördlichen Teile dieses Verbreitungsgebietes des Jura sind dessen Schichten unter Diluvialbildungen verborgen; nur an seinem südlichen Rande treten sie in Form einer fast ununterbrochenen, von West nach Ost streichenden Zone zu Tage und bilden in ausgedehnten niedrigen Höhenzügen den südlichen Saum des norddeutschen Flachlandes. Der bedeutendste dieser jurassischen Bergrücken ist die Weserkette, welche dort, wo sie von der Weser durchbrochen wird, an der Porta Westfalica, eins der schönsten Profile durch den norddeutschen Jura bietet. Von hier aus wendet sich derselbe gegen Südost bis nach dem Süntel nördlich von Hameln und steht hier mit einer kleinen Seitenbucht, der Hilsmulde, in Verbindung, welche sich ununterbrochen bis in die Nähe von Eimbeck erstreckt und deren ursprüngliche weitere Fortsetzung gegen Süden durch die isolierten Schollen des Lias in der Gegend von Cassel, Volkmarsen, Eichenberg und Wabern in Hessen, sowie bei Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt*) angedeutet wird. Abgesehen von den inselförmig aus den jüngeren Formationen, namentlich dem Diluvium hervortretenden Partieen des Jura bei Hannover, bildet diese Formation den Hauptbestandteil der Höhenzüge, welche sich von Hildesheim bis Goslar und Harzburg erstrecken. Weiter gegen Osten, also in dem hügeligen Landstriche nördlich und nordöstlich vom Harze, zwischen Braunschweig und Magdeburg erscheinen Schichten des Jura als zonenförmige Umgürtungen zahlreicher Inseln älterer, nament-

*) A. v. Koenen. N. Jahrb. 1875. S. 659; J. G. Bornemann. Liasform. in d. Geg. v. Göttingen. Berlin 1854. — K. von Fritsch. N. Jahrb. 1870. S. 385; Heinrich Credner. ebend. 1839. S. 381; 1842. S. 1; 1860. S. 293. — M. Bauer. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1879. S. 782, u. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 28. — F. Moesta. ebend. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann. ebend. S. 388.

lich triadischer Formationen. Von den einzelnen Gliedern des Jura erheben sich die Gebilde des weißen Jura, und unter diesen die namentlich durch ihren oolithischen Charakter ausgezeichneten Kalksteine und felsbildenden Dolomite der Oxfordgruppe zu den erwähnten Höhenzügen, während an deren südlichen Abhängen die meist aus thonigen Gesteinen bestehenden Schichten des Lias und Doggers als schmale Säume zu Tage treten.

Das dritte deutsche jurassische Territorium ist das von Oberschlesien, welches sich über die preußische Grenze bis nach Polen hinein erstreckt. Die oberschlesisch-polnische Jurabildung nimmt ein Areal von über 400 Quadratmeilen ein, welches freilich zum größten Teile von Diluvialablagerungen bedeckt ist. Sie setzt zunächst den gegen 15 Meilen langen und 1 bis 4 Meilen breiten Höhenzug zusammen, welcher von Krakau bis Czenstochau zusammenhängend sich forterstreckt und sich von da mit Unterbrechungen in nordwestlicher Richtung bis Wielun, ja selbst bis Kalisch aus dem Diluvium hervorhebt. Die Kalke dieses Höhenzuges gehören dem weißen Jura an und werden von den thonig-sandigen Schichten des Doggers unterteuft, welche im Südwesten der ersteren eine von Nordwest nach Südost streichende Zone bilden und direkt, und zwar durchaus gleichförmig auf den obersten Schichten des Keupers aufruhen. Die oberschlesisch-polnischen Juraablagerungen zeigen mit denjenigen Süddeutschlands und namentlich Württembergs eine so große Übereinstimmung in petrographischer und paläontologischer Hinsicht, dass daraus auf einen direkten Zusammenhang der Meeresteile, in welchen die Ablagerungen beider Gegenden sich bildeten, geschlossen werden darf. Diese Verbindungsstraße hat durch das jetzige Elbthalgebirge nach Nordböhmen und von da durch Mähren in der Richtung auf Wien, Linz und Regensburg geführt.

Reste der Ablagerungen innerhalb dieses Kanales sind uns in den Juravorkommnissen (Kelloway und Malm) der sächsisch-böhmischen Schweiz und der südlichen Lausitz erhalten, wo sie auf der Grenze zwischen der Kreide (Quadersandstein) und dem Granite des Lausitzer Gebirges in überkippter Stellung auftreten*).

Wahrscheinlich nur als äußerster Vorposten des oberschlesisch-polnischen Juragebietes sind die isolierten Juravorkommen an den Odermündungen zu betrachten**). Es sind dies zum Teil zwar nur kleinere und größere Blöcke, die dem Diluvium eingebettet sind und noch weiter von Norden stammen, zum Teil aber auch noch fest anstehende Gesteinsmassen, deren untere Niveaus dem Dogger, deren obere Horizonte dem weißen Jura

*) O. Lenz. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1870. Mai. I. S. 337. — G. Bruder. Sitzb. d. Wien. Akad. Bd. 83. I. 1881. S. 47; — Bd. 85. I. 1882; — Bd. 93. I. 1886; — Denkschrift d. math.-nat. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. I. 1885. S. 233; — Lotos Bd. VII. 1886.

**) A. Sadebeck. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1865. S. 651.

angehören. Erstere haben eine große Ähnlichkeit mit dem oberschlesischen, letztere eine solche mit dem hannöverschen Jura und repräsentieren den oberen Coral rag Römer's (also den oberen Oxford, namentlich die Schichten mit Pecten varians), sowie die Pteroceras-Schichten der Kimmerige-Gruppe. Durch ein bei Cammin bis zu 300 m Tiefe niedergebrachtes Bohrloch wurde unter dem Dogger der Lias und zwar bis in den einige schwache Kohlenflötzchen führenden mittleren Lias durchbohrt.

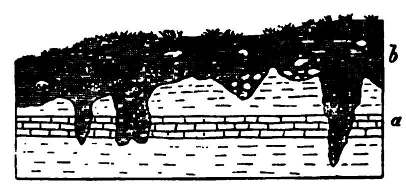


Fig. 402. Jurassische (Ober-Oxford-)Klippen *a*, im Diluvium *b*, bei Klemmen in Pommern. (*H. Crd.*)

Auch bei Colberg in Pommern und bei Inowraclaw*), sowie südlich von Thorn tritt oberer Jura isoliert im Bereiche des Diluviums auf. Ebenso steht auch in der Gegend von Stralsund unweit Grimmen Jura an. Nach Berendt**) besteht derselbe aus hellblauen Thonen mit flachkugeligen Kalksteinkonkretionen, welche Ammoniten aus der Gruppe der Falciferen (Harpoceras) und zwar solche des obersten Lias und des unteren Doggers führen. Der Jura von Grimmen repräsentiert somit eine Grenzbildung dieser beiden Formationen. Endlich sind bei Dobbertin in Mecklenburg anstehende Schichten des obersten Lias aufgeschlossen worden, welche sich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen Insektenresten auszeichnen.***)

In Russland gewinnen Kelloway, Oxford und Kimmeridge in den weiten Strecken von Polen bis Orenburg und von Kiew bis zur Petschora eine ansehnliche Verbreitung. Beide erstgenannte Stufen zeigen eine sehr große Übereinstimmung mit denen Mittel- und Westeuropas, in den höheren Horizonten hingegen greift eine so vollständige faunistische Abweichung Platz, dass eine Parallelisierung zwischen diesen »Wolga-Stufen« mit mitteleuropäischen Ablagerungen unthunlich ist.†) In der Krim und im Kaukasus hingegen besitzen die jurassischen Gebilde einen ausgesprochen mediterranen Habitus.

In England setzen die Schichten des Jura eine breite Zone zusammen, welche sich von Portland und Lyme Regis an der Küste des Kanales in fast genau nördlicher Richtung über Bath, Oxford und Lincoln erstreckt, bis sie bei Whitby nördlich von der Trentmündung die Ostküste erreicht. Alle drei Hauptabteilungen der Formation sind deutlich entwickelt. Ihre Lagerung ist im allgemeinen eine sehr einfache, indem die Schichten des ge-

*) Runge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1870. S. 44.

**) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 823.

***) Eug. Geinitz. ebend. 1880. S. 510, ebend. 1884. S. 566, u. die Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 27.

†) S. Nikitin. N. Jahrb. f. Min 1886. II. S. 205.

samten Systems flach nach Osten einfallen, so dass an dem Westrande der Jurazone die untersten, weiter östlich die jüngeren Glieder des Jura zu Tage ausgehen; erstere lagern gleichförmig auf dem oberen Keuper auf, letztere werden von der Kreide überlagert. In Schottland sind jurassische Schichten auf die Ost- und Westküste, sowie auf die der letzteren vorliegenden Inseln beschränkt, wo sie einzelne von vulkanischen Decken beschirmte Schollen bilden.

In Frankreich tritt die Juraformation in zwei ringförmigen Zonen an die Oberfläche, deren südliche ziemlich vollständig geschlossen ist, während die nördliche gegen den Kanal hin weit geöffnet ist und augenscheinlich mit dem englischen Jura in Verbindung gestanden hat. Der südliche Ring umgürtet das granitische Zentralplateau Frankreichs, auf dessen Rändern die jurassischen Schichten aufgelagert sind und von welchen sie allseitig abfallen, so dass der Lias eine innere Zone bildet, der Dogger und weiße Jura mehr nach außen hin auftreten. Der nördliche Juraring verhält sich gerade umgekehrt, indem alle Schichten nach innen einfallen, also eine flache Mulde bilden, deren ältere Glieder in der äußeren Umgrenzung, deren jüngste Schichten mehr nach innen liegen, während das Zentrum derselben von Kreide und Tertiärbildungen ausgefüllt ist. Dem östlichen Flügel dieser großen Mulde gehören die jurassischen Ablagerungen von Deutsch-Lothringen, namentlich die Landstriche zwischen Metz und Diedenhofen an.

Von Schwaben aus setzt die Juraformation in südwestlicher Richtung, also in der Verlängerung der rauhen Alb über den Rhein in schweizerisches Gebiet fort und bildet hier das Juragebirge, welches von Basel bis Genf reicht und aus einer Anzahl von Parallelketten besteht. Diese verdanken ihren Ursprung einer Faltung der jurassischen Schichten (siehe Fig. 367, S. 604), infolge deren mehr oder weniger steile, langgezogene, zum Teil auf ihrer obersten Wölbung auseinander geborstene Sättel, ja vollständige Überkippungen entstanden. Von dem Territorium des schweizer und schwäbischen Jura zog sich eine jetzt zum größten Teil zerstörte Zone jurassischer Ablagerungen in nördlicher und nordwestlicher Richtung nach den jetzigen Vogesen und dem Schwarzwald; die kleinen isolierten Jurapartieen von Langenbrücken, Wiesloch, Freiburg und Kandern auf dem rechten Ufer des Rheines und von Buxweiler, Rappoltsweiler und Rauffach im Elsass sind durch Brüche der rheinischen Grabenversenkung (vergl. Fig. 334 auf S. 571) geschützt und erhalten gebliebene Überreste derselben.

Einen nicht unbeträchtlichen Anteil nimmt die Juraformation an dem Aufbau der Kalkalpen, indem sie sich in Form eines bald schmäleren, bald breiteren Bandes um den Süd-, West- und Nordrand der Alpenkette schlingt. Die Lagerungsverhältnisse des alpinen Jura sind durch wiederholte Knickungen, Zerreißungen, Überkippungen und Verwerfungen der

Schichten sehr verwirrt (siehe die Profile auf S. 185) und werden durch einen ganz allgemein auftretenden Metamorphismus des Gesteinsmateriales, sowie durch die Existenz von einander abweichender Lokalfaunen noch mehr erschwert, doch sind Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Jura nachgewiesen (s. S. 602, 612 u. 620, sowie die Tabelle auf S. 623). Eine eigentümliche Fazies des oberen weißen Jura sind die roten und weißen Kalke mit Terebratula diphya und die Schiefer mit zahlreichen Aptychus-Arten, welche zur tithonischen Etage gehören und typisch bei Trient in Tirol entwickelt sind (siehe S. 620).

In den Karpathenländern tritt die Juraformation meist nur in kleineren Partieen zu Tage, indem sie hier in Form zahlreicher isolierter Klippen aus der Bedeckung von Karpathensandstein hervorragt. Solche Klippen (siehe Fig. 403) erscheinen teilweise ganz vereinzelt, häufiger aber

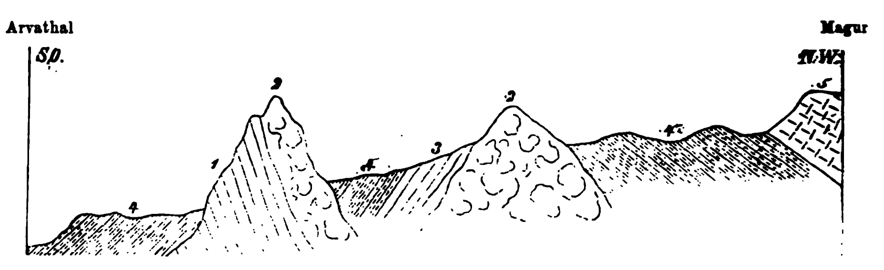


Fig. 403. Jura-Klippen des Lutowa-Thales. Nach *Paul*.

5 Oberer } Karpathensandstein.
4 Mittlerer }
3 Schiefer und Mergel (Neocom).
2 Roter, knolliger Ammonitenkalk (Tithon).
1 Roter Crinoidenkalk (Dogger).

sind sie in größerer Zahl zu Gruppen vereinigt, welche oft weit ausgedehnte Züge bilden. So besteht der westkarpathische Klippenzug zwischen Neumarkt und Siebenlinden nach Stache und Neumayr bei einer Breite von $1/2$ Meile und einer Länge von 11 Meilen aus über 2000 einzelnen Klippen.*)

In Nordamerika beansprucht man für die versteinerungsleeren oberen Horizonte des neuen roten Sandsteines jurassisches Alter (?), auch die krystallinischen Schiefer, in welchen die goldführenden Gänge Californiens aufsetzen, sollen dieser Formation angehören. Mit Sicherheit ist dieselbe jedoch nur in der Sierra Nevada (mit Ammonites Nevadanus) und am Ostabfalle der Rocky Mountains (Black Hills, Laramie Mts.) nachgewiesen. Es sind graue oder weißliche mergelige Kalksteine, welche 300 m Mächtigkeit erreichen und Pentacrinus-, Ammonites- (Cardioceras-), Belemnites- und

*) Neumayr. Der penninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Wien. Bd. XXI. S. 451.

Trigonia-Arten führen, die z. T. noch näherer Vergleichungen mit europäischen Formen bedürfen. Von Marsh werden die Atlantosaurus-Beds in Colorado zum oberen Jura gerechnet. Dieselben zeichnen sich durch ihren Reichtum an z. T. riesigen Dinosauriern aus. Hierher gehört Atlantosaurus (über 30 m lang und 10 m hoch), das kolossalste aller bekannten Tiere, ferner Brontosaurus (15—18 m lang mit winzig kleinem Schädel) u. a.

Auch in Südamerika, Japan, Ostindien, Spitzbergen und Sibirien sind Juraschichten nachgewiesen. Überraschend ist die Ähnlichkeit der jurassischen Fauna von Südamerika, sowie von Cutsch in Indien mit derjenigen Europas (Gottsche, Steinmann, Waagen).

Eruptivgesteine, deren Empordringen in die jurassische Periode fällt, oder welche die Juraschichten durchsetzen, sind auf nur ganz wenige Lokalitäten beschränkt. Zu diesen gehört vor allen die Westküste Schottlands nebst den Inseln Skye und Mull, wo nach Zirkel außer basaltischen Gesteinen, welche dem Lias gleichförmig zwischengelagert sind, und solchen, welche denselben durchsetzen, Syenite und Quarzporphyre auftreten, welche die unterjurassischen Gebilde durchbrochen und metamorphosiert

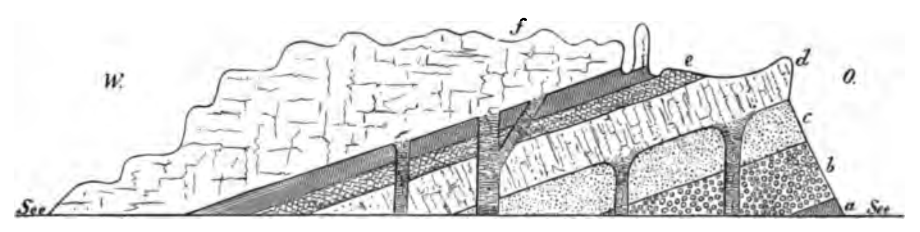


Fig. 404. Profil durch die Halbinsel Trotternish auf Skye. Nach *Zirkel.*
a Lias; *b* Inferior Oolite; *c* Cornbrash und Forest Marble; *d* Trapp; *e* Oxford; *f* Basalt und Mandelstein.

haben, also jedenfalls jünger sind als diese. Die Unhaltbarkeit der Annahme, dass die Eruptionen der granitischen Gesteine durchweg in paläozoische Perioden fallen, wird durch solche Erscheinungen immer augenscheinlicher. Einer der interessantesten, das Gesagte illustrierenden Aufschlüsse auf Skye ist in beifolgendem Profile (Fig. 404) wiedergegeben. Die tiefsten Schichten dieser Lokalität gehören dem Lias an, auf welchen die Gebilde des braunen Jura bis zum Cornbrash folgen; über ihnen hat sich eine mächtige Decke von basaltähnlichem Trapp ausgebreitet, der mit vielen durch die Sedimentschichten hindurchsetzenden Trappgängen in Verbindung steht, welche die ehemaligen Eruptionsspalten ausfüllen. Überlagert wird diese Basaltdecke von den Sedimenten des unteren weißen Jura, dem Oxford. Das Alter der in dieses Schichtensystem eingeschalteten Trappeinlagerungen ist somit auf das genaueste festzustellen, — ihre Entstehung fällt in das Ende der Doggerperiode. Über dem Oxford türmt sich eine

zweite mächtige Decke von Eruptivgesteinen, Basalten und Basaltmandelsteinen auf, nach welcher hin zahlreiche Basaltgänge aus der Tiefe emporsteigen und die liegenden Schichten und mit ihnen die jurassischen Trappe durchsetzen. In diesem Profile treten somit zwei verschiedenartige Basalte, ein jurassischer und ein wahrscheinlich tertiärer, übereinander auf. An einem anderen Punkte der Insel Skye (Irishmans Point) hat sich über dem mittleren Lias, alle Unebenheiten seiner Oberfläche abformend, eine Decke von syenitischem Quarzporphyr ausgebreitet. Sowohl Lias, wie Quarzporphyr werden von mehreren horizontal säulenförmig abgesonderten Basaltgängen durchsetzt. Hier liegt also ein möglichst klarer Beweis vor, dass gewisse syenitische Quarzporphyre auf Skye jünger sind, als mittlerer Lias, und dass nach ihrem Emporbrechen noch Basalteruptionen stattfanden. Ähnliche Erscheinungen bieten sich auf der Insel Mull, wo liasische Kalksteine ebenfalls von Quarzporphyr und Basaltgängen durchsetzt werden.

Von höchstem Interesse ist die Metamorphosierung, welche die liasischen Gesteine der Insel Skye im Kontakt mit Graniten, Quarzporphyren und quarzführenden Syeniten erfahren haben. In der Nähe der letzteren, welche in einzelnen, isolierten Kuppen aus dem Liasgebiete hervorragen, ist der Liaskalk in einen schneeweißen Marmor umgewandelt, die Schichtung ist verwischt und jede Spur organischer Reste ist vertilgt. Man kann in der Richtung nach dem Eruptivgesteine hin den allmählichen Übergang des gewöhnlichen, Ammoniten und Gryphäen führenden Kalksteines in den krystallinischen Marmor genau verfolgen, und ist deshalb mit Recht niemals zweifelhaft gewesen, dass die krystallinische Beschaffenheit des Kalksteines auf die Nachbarschaft jenes Syenites u. s. w. zu schieben und dass letzterer jünger sei, als der Lias. Man erstaunt jedoch, echte granitische Felsarten von so jugendlichem Alter vor sich zu sehen. Außer den erwähnten durchsetzen noch zahllose andere Gänge von Basalt den Lias von Skye und Mull.

Auch in den Pyrenäen kennt man Granite von jüngerem als jurassischem Alter. Im Garbetthale hat derselbe die Kalkschiefer des Lias durchbrochen, sie zertrümmert und Fragmente des Gesteines in überaus großer Menge umschlossen. Ferner haben Cl. King und F. Zirkel Granite von jurassischem Alter aus der Sierra Nevada und zahlreichen Punkten der Rocky Mountains beschrieben.*)

Dem deutschen Jura sind Eruptivgesteine, selbst solche bedeutend jüngeren Alters, fremd, nur in der rauhen Alb treten einige Basaltkuppen

*) F. Zirkel. Ber. d. k. sächs. Gesellsch. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Leipzig. 22. Jan. 1877. S. 164 u. 168.

und Gänge, sowie im Ries bei Nördlingen die phonolithischen Auswürflinge einer jungtertiären Eruptionsstelle auf.

Die Kreideformation.

Quaderformation, Kretaceïsche Formation, Procänformation.

Hauptlitteratur

über die deutsche Kreide:

H. B. Geinitz. Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. Freiberg 1849 bis 1850.

H. B. Geinitz. Das Elbthalgebirge in Sachsen. Kassel 1871 u. f. J.

H. B. Geinitz, Gümbel, Hochstetter, Schlönbach. Neueste Forschungen im Gebiete des Quadergebirges oder der Kreideform. v. Sachsen, Bayern und Böhmen. N. Jahrb. f. Min. 1869. S. 493.

A. Fritsch. Studien im Geb. d. böhmischen Kreideformat. Archiv d. naturw. Landesdurchf. Prag. Bd. IV. No. 1. 1878 ; und Bd. V. No. 2. 1883.

F. A. Römer. Die Versteinerungen d. nordd. Kreidegebirges. Hannover 1841.

A. v. Strombeck. Gliederung des Pläner im nordw. Deutschland. N. Jahrb. f. Min. 1857. S. 784. — Über den Gault im nordw. Deutschland. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1860. S. 20. — Über die Kreide von Lüneburg, ebendort. 1863. S. 97.

F. Römer. Die Kreidebildungen Westfalens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1854. S. 99. — Über die geogn. Zusammensetz. d. Teutoburger Waldes etc. N. Jahrb. 1850. S. 385.

H. v. Dechen. Geol. u. pal. Übers. d. Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 405—500.

Frd. Römer. Geologie v. Oberschlesien. Breslau 1870. S. 277—358.

C. W. Gümbel. Geogn. Beschr. des bayer. Alpengebirges. Gotha 1858—61. S. 517 bis 579.

Außerdem zahlreiche monographische Abhandlungen von Beyrich, Brauns, Credner, Dames, Ewald, Geinitz, Göppert, Gümbel, Kunth, Römer, Schlönbach, Schlüter u. A.

über die Wealdenformation:

W. Dunker. Über den norddeutschen Wälderthon und dessen Versteinerungen. Kassel 1844.

W. Dunker und H. v. Meyer. Monographie der norddeutschen Wälderbildung und über die in dieser Gebirgsbildung gefundenen Reptilien. Braunschweig 1846.

Heinr. Credner. Über die Gliederung der ob. Juraf. und der Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag 1863.

A. Schenk. Die fossile Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation. Kassel 1871.

C. Struckmann. Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880.

H. Grabbe. Die Schaumburg-Lippe'sche Wealden-Mulde. Göttingen 1883.

Kaum irgend ein anderes Schichtensystem besitzt einen so wechselnden und mannigfaltigen petrographischen Charakter, wie die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten. In der einen Gegend besteht sie aus weißer Schreibkreide und Grünsanden, in anderen fast ausschließlich aus Sandsteinen und in einer dritten aus mergeligen Kalk-

steinen, kalkigen Mergeln und plastischen Thonen. Die Unbeständigkeit des Gesteinscharakters dieser Formation hatte die Verschiedenartigkeit ihrer Bezeichnungsweise zur Folge. Kreideformation nannte man sie, weil in England und Nordfrankreich, wo man sie zuerst erkannt und studiert hatte, die weiße Schreibkreide als eins der wesentlichen und charakteristischen Glieder hervorragt, — Grünsandformation, weil in eben jenen Gegenden, sowie in Westfalen und Nordamerika, glaukonitische Mergel eine wesentliche Rolle in ihrer Zusammensetzung spielen, — und endlich Quaderformation, weil sie in Sachsen, Böhmen und Schlesien vorwaltend aus Quadersandsteinen gebildet wird. Bei so wechselndem petrographischen Charakter der unter diesen Namen verstandenen Formationen sind es allein ihre organischen Reste, welche die Identifizierung und Parallelisierung der hierher gehörigen Schichtenreihen ermöglichen. Die Kreideformation liefert demnach einen augenscheinlichen Beweis für die in den einleitenden Bemerkungen (S. 375) betonte Thatsache, dass nicht der petrographische, sondern vielmehr der paläontologische Charakter das Wesentliche einer Sedimentärformation ausmacht.

Von den verschiedenen Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten teilnehmen, sind folgende hervorzuheben: die Quadersandsteine haben unstreitig das vorwaltende Material der hierher gehörigen Schichtenreihe geliefert. Sie sind bald fein-, bald grobkörnig, zuweilen krystallinisch, gehen mitunter, und zwar namentlich nach ihrer Basis zu in grobe Konglomerate über und besitzen ein bald thoniges, bald kieseliges, auch wohl eisenschüssiges Bindemittel. Zuweilen fehlt letzteres vollständig, so dass, wie z. B. in Belgien, bei Aachen, namentlich aber in New-Jersey in Nordamerika, lose Quarzsande entstehen, welche mächtige Ablagerungen bilden können. Eine ganz eigentümliche Varietät des Sandsteines sind die Grünsandsteine oder glaukonitischen Sandsteine, welche ihren Namen von den eingestreuten Glaukonitkörnchen und ihrer dadurch bedingten grünen Färbung erhalten haben. Die Schichtung der Kreidesandsteine ist oft eine sehr weitläufige, und da sich zu ihr häufig eine vertikale Zerklüftung gesellt, so entstehen quaderförmige oder pfeilerartige Absonderungen, daher der Name Quadersandstein. Nächst ihnen spielen mergelige Kalksteine und Mergel die wichtigste Rolle in der Kreideformation. Sie sind meist grau oder gelblich weiß, gewöhnlich dünnschichtig und zum Teil so reich an grünen Glaukonitkörnern, dass man sie als Glaukonitmergel bezeichnet. Außer diesen letzteren gehört der Pläner zu den wichtigsten Varietäten der kretaceïschen kalkig-mergeligen Gesteinsreihe. Er ist ein lichtgrauer, mehr oder weniger thoniger, oft glaukonitischer Kalkstein mit feinerdigem Bruch und zum Teil etwas kieselerdehaltig. Ferner der Kreidemergel, ein weißer oder hellgrauer, feinerdiger und weicher, oft glauko-

nitischer Mergel, — der Flammenmergel, ein grauer, von dunkelen Streifen und Flammen durchzogener quarzsandreicher, schieferiger Mergel. An die mergeligen Kalksteine schließen sich reine, zum großen Teile dichte Kalksteine und endlich die verschiedenen Varietäten der Schreibkreide an, deren Hauptmaterial aus feinen, erdigen Molekülen von kohlensaurem Kalk und mikroskopisch kleinen Foraminiferen besteht, die übrigens im petrographischen Teile dieser Zusammenstellung beschrieben sind. Die weiße Schreibkreide gehört dort, wo sie überhaupt auftritt, einer der oberen Stufen der Kreideformation (Turon und Senon) an. Bei Mastricht auf der belgisch-holländischen Grenze wird dieselbe von einem höchst merkwürdigen, lockeren und zerreiblichen Kalkgebilde überlagert, welches fast ausschließlich aus Fragmenten und feinem Schutt von Bryozoën, Foraminiferen, Echinodermen und Mollusken besteht und Kreidetuff genannt wird. Auch in Dänemark tritt als oberstes Glied der Kreideformation eine wesentlich aus Korallenfragmenten zusammengesetzte Kreidebildung (Korallenkreide) auf. Die weiße Schreibkreide ist das Muttergestein der Feuersteingebilde, welche in lagenweise geordneten, isolierten, bizarr geformten Knollen die oft außerordentlich gewundene und verdrückte Schichtung der Kreide andeuten und wie schwarze Perlschnuren auf dem weißen Grunde hervortreten; jedoch sind auch zusammenhängende Lagen und Schichten von Feuerstein bekannt.

Neben den sandigen und kalkigen Gebilden der kretaceïschen Formation gewinnen auch die Thone und Schieferthone eine größere Bedeutung, und zwar nicht allein ihrer bedeutenden Mächtigkeit wegen, sondern namentlich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen organischen Resten. Gewisse Schichtenkomplexe und zwar vorzüglich der unteren Kreideformation (Wealdenthon, Gault, Hilsthon), bestehen fast auschließlich aus derartigen Gesteinen. Wie die Sandsteine, Kalksteine und Mergel sind auch sie sehr häufig glaukonitisch. Die glaukonitischen Gesteine der Kreide, namentlich der Glaukonitmergel, erhalten nicht selten einen hohen technischen Wert durch ihre Verwendbarkeit als ausgezeichnetes Düngemittel. Dies ist namentlich in New-Jersey der Fall, wo neben 6 bis 7 Prozent kalihaltendem Glaukonit nadelkopfgroße Körnchen von phosphorsaurem Kalk, sowie staubartige Teilchen von Vivianit in der feinerdigen kalkigen Mergelgrundmasse auftreten, so dass die große Düngkraft dieser Glaukonitmergel auf dem Kali- und Phosphor- und kohlensauren Kalkgehalte beruht.

Unter den übrigen, ihrer Mächtigkeit nach untergeordneten, aber technisch nutzbaren Formationsgliedern der Kreide sind Steinkohlen und Eisenerze hervorzuheben. Erstere gewinnen, wenn man von einigen unbedeutenden Vorkommen bei Niederschöna in Sachsen (Cenoman), am Altenberg bei Quedlinburg (Senon), sowie Wenig-Rackwitz und Ottendorf in Schlesien absieht (von denen jedoch die der beiden letztgenannten Orte

abgebaut werden), namentlich als sogenannte Wealdenkohle für den Nordwesten Deutschlands Wichtigkeit, wo dieselben am Deister, Osterwald, in Bückeburg und in der Grafschaft Schaumburg das Objekt eines ausgedehnten Bergbaues sind. Die meisten dieser Kohlen zeigen die Eigenschaften einer echten bituminösen Steinkohle, sind jedoch nicht wie die der paläozoischen produktiven Steinkohlenformation aus der Vermoderung von Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten, sondern aus der von Coniferen und Cycadeen hervorgegangen. Abbauwürdige Eisenerze der deutschen Kreideformation sind z. B. bei Peine in Hannover bekannt, wo zusammengeschwemmte, sphäroidische, nuss- bis faustgroße Geschiebe von Brauneisenstein, die durch feineren Schutt desselben Erzes verbunden sind, eine der obersten Kreide angehörige, 4—5 m mächtige Lagerstätte bilden. Ganz ähnlich ist das Eisensteinvorkommen von Salzgitter, nur gehört es dem untersten Niveau der Kreide, dem Neocom, an und besitzt 10—16 m Mächtigkeit. Es besteht aus erbsen- bis nussgroßen Kügelchen nebst größeren scharfkantigen und eckigen Stücken von Brauneisenerz. Dieselben stammen, wie die zahlreich zwischen ihnen vorkommenden abgeriebenen und gerollten jurassischen Versteinerungen beweisen, von den Sphärosideritnieren des Lias und Doggers ab, welche durch das Neocom-Meer zusammengeschwemmt und durch gegenseitige Reibung zerkleinert und abgerundet wurden. Auch an anderen Lokalitäten (so namentlich am Nordabfalle der Karpathen) umschließt die unterste Kreide zusammenhängende Flötze oder lagenweise nebeneinander liegende Knollen von Brauneisenstein.

Paläontologischer Charakter der Kreide. An vegetabilischen Überresten ist die Kreideformation als eine größtenteils marine Bildung im allgemeinen arm, nur einige wenige Horizonte des gesamten Schichtensystemes sind reich an Pflanzenresten. Nach ihnen zu urteilen, schloss sich der Gesamtcharakter der kretaceïschen Flora während der ersten Hälfte der Kreideperiode innig an den der jurassischen an. Es sind dieselben Geschlechter der Farne, Cycadeen und Coniferen, welche aus dem Jura, ja bereits aus dem Rhät bekannt sind. Erst in der oberen Kreide, im Cenoman, erscheinen, — in der Entwickelungsgeschichte der Erdbewohner ein epochemachendes Ereignis, — in den Blättern von Credneria (Fig. 405), sowie solchen von Salix, Acer, Quercus, Ficus u. a. auf dem amerikanischen Kontinente sowohl wie auf dem europäischen die ersten Vertreter der angiospermen Dikotyledonen, während zugleich die Farne sehr sparsam werden und Cycadeen und die rein tropischen Formen der Coniferen mehr und mehr zurücktreten. Berühmte Fundorte kretaceïscher Angiospermen sind Haldem und Legden in Westfalen*). Niederschöna in Sachsen.

---

*) Hosius und v. d. Mark. Flora d. westfäl. Kreideform. Palaeontogr. 1880. Bd. XXVI. S. 125.

Kieslingswalde in Schlesien, Blankenburg und Quedlinburg am Harz, Aachen in Rheinpreußen, zu denen sich neuerdings eine Anzahl von Punkten an der Küste von Noursoak in Nordgrönland gesellt haben (siehe unter Geographische Verbreitung der Kreide).

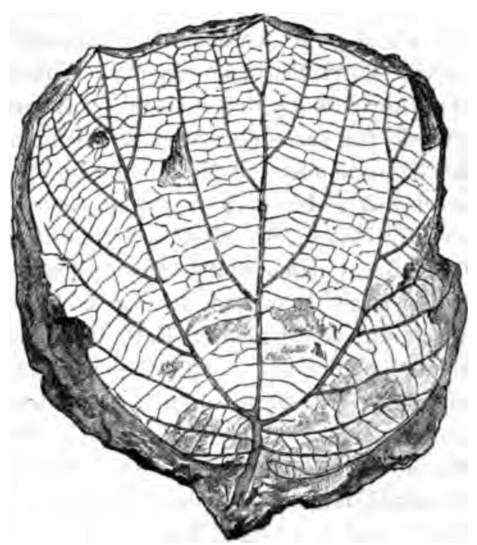


Fig. 405. Credneria triacuminata Hampe. Obere Kreide (Cenoman).

Es wurde oben betont, dass die Kreideformation eine fast ausschließlich marine sei; wie jedoch später eingehender gezeigt werden wird, ist der normale marine Schichtenkomplex der Kreideformation nicht in allen Verbreitungsgebieten derselben zur Ausbildung gelangt, vielmehr wird ihr unterster Horizont in verschiedenen Gegenden durch eine Sumpf- und Brackwasserbildung, die Wealden-formation, ersetzt. Die Einleitung zu einer solchen erblickt man bereits in den Hebungen, die sich lokal am Ende der Jurazeit auf dem jurassischen Meeresgrunde bethätigten, und durch welche die Brackwasserbildungen des Purbeck (siehe S. 621) bedingt wurden. Infolge dieser Niveauveränderungen wurde das mit Purbeckablagerungen bedeckte Areal zu einem morastigen, lagunenreichen Küstenstriche gehoben und erzeugte auf diesem eine üppige Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen, welche das Material der Wealdenkohle lieferten, und deren wohlerhaltene Reste uns in den die Flötze begleitenden Schieferthonen überliefert worden sind, genau wie es in der älteren produktiven Steinkohlenformation der Fall ist (siehe S. 485 u. 496). Bei Besprechung der Wealdenflora wird gezeigt werden, dass auch sie sich eng an die des Jura anschließt.

Die Hauptmomente der Entwickelung des tierischen Lebens im Verlaufe der Kreideformation sind folgende. Die Foraminiferen erscheinen in enormer Anzahl, nehmen einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der weißen Schreibkreide und sind überhaupt in den obersten Niveaus der Formation sehr häufig. Die Glaukonitkörner, welche manche Sandsteine, Mergel und Kalksteinschichten ganz ausfüllen, sind zum Teil nichts als die Steinkerne von Foraminiferen. Neben einer Unzahl mikroskopischer Formen fallen zahlreiche Vertreter der Geschlechter Textularia, Frondicularia, Nodosaria, Siderolithes, Orbitulina durch die Zierlichkeit ihres Baues ins Auge. Daneben erscheinen Orbitoides, Nonionina und Opercu-

lina. Die Spongien erhalten einen noch größeren Formenreichtum wie die der Jurazeit. Namentlich besitzen die Hexactinelliden und Lithistiden in der oberen Kreideformation Repräsentanten von außerordentlich zierlicher und gefälliger Gestalt, so namentlich das schirmartige Coeloptychium, ferner Ventriculites, Coscinopora, Siphonia, Jerea u. a. Die Korallen sind verhältnismäßig seltener als im Jura; ausgedehnte Korallenriffe und -bänke, wie sie für diese Formation bezeichnend sind, sind auf die oberste Stufe der dänischen Kreide (Korallenkalke von Faxe) und auf die alpinen Gebiete beschränkt. Die vorkommenden Arten gehören vorzüglich den Geschlechtern Cyclolites, Micrabacia, Trochosmilia, Heterocoenia, Astrocoenia, Latimaeandra, Calamophyllia, Thamnastraea, Cladocora, Heliopora u. a. an. Die Echiniden erreichen in der Kreide das Maximum ihrer Entwickelung durch eine so reichhaltige Entfaltung ihrer Genera, Spezies und Individuen, namentlich der bilateral-symmetrischen Seeigel und unter diesen vorzüglich der Holasteriden und Spatangiden, dass neben ihnen die übrigen Echinodermen fast völlig verschwinden. Die Gattungen Ananchytes, Galerites, Discoidea, Holaster, Epiaster, Hemiaster, Micraster, Toxaster, Salenia, Cidaris, Pseudodiadema und Cyphosoma gehören zu den charakteristischsten. Unter den Crinoiden besitzt Marsupites für die obere Kreide besondere Bedeutung.

Die Brachiopoden sind noch durch so zahlreiche Formen in der Kreide vertreten, dass sich beim Vergleiche derselben mit denen des Jura eine Abnahme ihrer Zahl kaum wahrnehmen lässt. Ihre Gattung Rhynchonella produziert ebenso zahlreiche wie riesige Arten, die von einer Schar Varietäten umgeben sind; Terebratula, Terebratella, Magas, Megerlea, Crania, Thecidea besitzen ebenfalls größere Häufigkeit. Von den Zweischalern liefern neben Ostrea sowohl Exogyra wie Gryphaea eine Anzahl Leitfossilien; ähnliches gilt von Pecten und Trigonia. Zu den wichtigsten Kreidezweischalern aber gehören die zahlreichen Arten von Inoceramus, über deren Verbreitung in den einzelnen Stufen der norddeutschen Kreide C. Schlüter*) nebenstehende tabellarische Übersicht giebt (S. 641). — Höchst charakteristisch sind ferner für die Kreide die Hippuriten oder Rudisten (Caprotina, Caprina, Hippurites, Sphaerulites, Radiolites), von denen jedes einzelne Individuum ein Beweismittel für kretaceïsches Alter ist. Dieselben füllen mit ihrer wuchernden, fast bis zum Ausschluss aller anderen organischen Formen gehenden Üppigkeit der Individuen die nach ihnen genannten Hippuritenkalke des südlichen Europas und Amerikas an. Eine besondere Bedeutung für die Kreideperiode besaßen die Ammoniten und Belemniten**), welche erstere im Verlaufe derselben zu einer großarti-

*) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1877. S. 735; — u. Palaeontographica 1877.

**) C. Schlüter. Über die Cephalopoden d. oberen deutschen Kreide. Kassel 1871 bis 1876; sowie Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1876. S. 457. — M. Neumayr. Die Ammoniten der Kreide. ebend. S. 854.

gen, aber ganz eigentümlichen Entfaltung gediehen, am Schlusse derselben aber gänzlich erloschen. Die bis dahin spiralig in einer Ebene eingewickelten Gehäuse winden sich spiralig im Raume (Turrilites), strecken sich geradlinig (Baculites), krümmen sich bogen-, haken- oder krummstabähnlich (Toxoceras, Scaphites, Hamites, Ptychoceras) oder ziehen sich wenigstens so auseinander, dass ihre einzelnen Umgänge sich nicht mehr berühren (Crioceras, Ancyloceras). Dieser ganze Formenreichtum, sowie die Fülle der Belemniten erlischt mit der Kreide, — die Familie der Belemniten mit den eigentümlichen Gattungen Belemnitella und Actinocamax.

Art der Inoceramen	Neocom	Gault	Cenoman	Turon	Emscher Mergel	Unter-Senon	Ober-Senon
In. Ewaldi Schlüt.	—	+					
In. concentricus Park. . .	—	+					
In. sulcatus Park.	—	+					
In. orbicularis Münst. . .	—	—	+				
In. virgatus Schlüt. . . .	—	—	+				
In. labiatus Schloth. . . .	—	—	—	+			
In. Brongniarti Sow. . . .	—	—	—	+			
In. inaequivalvis Schlüt. .	—	—	—	+			
In. latus Sow.	—	—	—	+			
In. cuneatus d'Orb.. . . .	—	—	—	+			
In. undulatus Mant. . . .	—	—	—	+			
In. Cuvieri Sow.	—	—	—	+	+		
In. involutus Sow.	—	—	—	—	+		
In. digitatus Sow.	—	—	—	—	+		
In. radians Schlüt.	—	—	—	—	+		
In. gibbosus Schlüt. . . .	—	—	—	—	+		
In. undabundus M. u. H. .	—	—	—	—	+		
In. cardissoides Goldf. . .	—	—	—	—	—	+	
In. lobatus Münst.	—	—	—	—	—	+	
In. Crispii Mant.	—	—	—	—	—	+	+
In. Barabani Mont.	—	—	—	—	—	—	+

Von Crustaceen treten in der Kreideperiode neben langschwänzigen Dekapoden (z. B. Glyphaea, Calianassa, Podocrates, Hoploparia) und Cirripedien (z. B. Scalpellum und Pollicipes) die ersten echten Krabben auf.*) Die korallenähnlichen Stöcke der Bryozoën liefern einen staunenswerten Reichtum an Formen und spielen dadurch eine besonders wichtige Rolle, dass sie in manchen Niveaus der Kreide (Kreidetuff von Mastricht und New-Jersey) das fast ausschließliche Schichtenmaterial geliefert haben.

*) C. Schlüter. ebend. 1862. S. 702.

Fischreste sind in der Kreide ziemlich häufig. Sie gehören vorzugsweise den Knorpelfischen an, von welchen namentlich die breiten Mahlzähne von Ptychodus Interesse verdienen, weil sie nur aus der Kreide bekannt sind. Die scharfen, schneidigen und spitzen Haifischzähne, die sich an manchen Aufschlusspunkten der Kreide nicht selten finden, stammen von den Geschlechtern Lamna, Oxyrhina, Otodus und Corax. Die bis dahin so gewöhnlichen Ganoiden haben rasch abgenommen und sind auf wenige Arten beschränkt, dahingegen erscheinen die ersten häufigeren Vertreter der in der Jetztwelt dominierenden Cycloid- und Ctenoidschupper, also der echten Knochenfische, und überflügeln in der jüngsten Kreidezeit die Ganoiden bereits bei weitem. Berühmte Fundstellen sind die Baumberge bei Münster und Sendenhorst (Agassiz, v. d. Mark, Schlüter, Palaeontographica 1863 und 1868). Reste von Reptilien sind in der Kreideformation seltener als im Jura, wo ihre Blütezeit war. Es zeigen sich noch einige verspätete Nachzügler von Plesiosaurus, Ichthyosaurus und Pterodactylus, sowie verschiedene echte Krokodile und endlich der schlangenähnliche Mosasaurus. Die Dinosaurier sind namentlich in Nordamerika durch riesige Arten von Iguanodon, Hadrosaurus, Megalosaurus, Ornithotarsus, Chondrosteosaurus vertreten.


Fig. 406. Hesperornis regalis Marsh.

Von Vögeln sind bis jetzt in der europäischen Kreide nur seltene und geringfügige Reste (in England Enaliornis, in Böhmen Cretornis) gefunden. Um so wichtiger ist die reiche Ausbeute an Vogelresten, welche Marsh in der Kreide von Nordamerika, und zwar von Kansas gemacht hat.*) Die kretaceïschen Vögel von Kansas tragen sämtlich Zähne in den Kiefern und wurden deshalb Odontornithen genannt. Von diesen war Hesperornis (Fig. 406) ein dem Strauß ähnlicher Laufvogel ohne Flugvermögen, also eine Ratite, jedoch die langen, schmalen Kiefer mit scharfen, gekrümmten Zähnen, welche in einer fortlaufenden Rinne stehen. Ichthyornis, eine Carinata, besaß ausgezeichnetes Flugvermögen, Zähne in getrennten

*) O. C. Marsh. Odontornithes, A Monograph on the extinct toothed birds of North-America. 34 Taf. New-Haven 1880. — W. Dames. Archaeopteryx. Berlin 1884. S. 70.

Höhlen und bikonkave Wirbel, wie bei Fischen und gewissen Reptilien (Fig. 407 *a*, *b*).

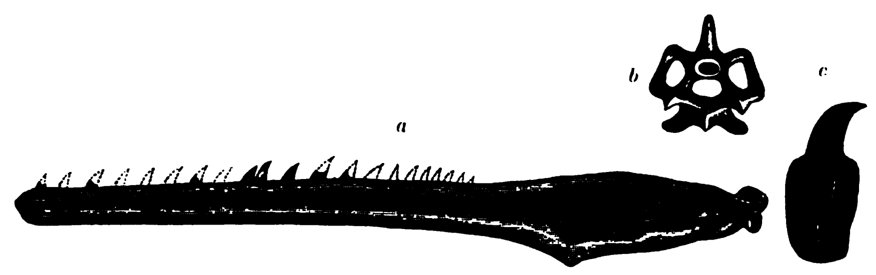


Fig. 407 *a* u. *b*. Ichthyornis dispar Marsh.
a Linker Unterkiefer; *b* einzelner Wirbel; *c* Zahn von Hesperornis.

Südliche und nördliche Kreidefazies. Ganz abgesehen von der doppelten, bald rein marinen, bald limnischen Ausbildung der untersten Kreide als Neocom und Wealden und der dadurch bedingten Verschiedenartigkeit der Faunen und Floren dieser Schichtenkomplexe, zeigt es sich, dass die Kreideformation als Ganzes betrachtet in zwiefacher Weise, und zwar in ihren südlichen Territorien ganz anders wie in ihren nördlichen, zur Entwickelung gelangt ist und dass dadurch ihr paläontologischer Charakter einen durch klimatische Verschiedenheiten bedingten doppelten Habitus erlangt hat. Der Hauptunterschied ihrer Faunen beruht darin, dass in die Kreide des Südens die fast ausschließliche, aber um so mannigfaltigere und großartigere Entwickelung der merkwürdigen Familie der Hippuriten fällt, welche der Norden nur in selteneren Individuen hervorgebracht hat, so das Senon Westfalens, des Harzrandes, des südlichen Schwedens, das sächsisch-böhmische Turon und Cenoman. Der Reichtum der südlichen Kreide an Hippuriten ist ein erstaunlicher und übertrifft fast den der Korallen im Jura, indem erstere ähnlich wie diese ganz gewaltige Komplexe von felsbildenden Kalksteinbänken zusammensetzen. Zu ihnen gesellen sich eine ziemliche Anzahl Korallen und Gastropoden, welche der nördlichen Kreide fremd sind. Die letztere zeichnet sich im Gegensatze zu der südlichen durch die Mannigfaltigkeit der Formen und die große Anzahl der Individuen von Ammoniten und Belemniten aus. Die Verbreitungszone der Kreide mit südlichem Habitus erstreckt sich von Portugal durch die Pyrenäen, das südliche Frankreich auf beiden Seiten der Alpen entlang, durch Nordafrika, Palästina, Syrien, Kleinasien und von da östlich bis Afghanistan und Indien, — die der nordischen Kreide von England durch Nordfrankreich und Norddeutschland, sowie das südliche Schweden. Ebenso sind in Amerika die Hippuritenkalke auf Columbia, Mexiko, Westindien und Texas beschränkt, während sie in California, Nevada, Tennessee und New-Jersey fehlen.

Die Glied

	Im nordwestlichen Deutschland, nach *v. Strombeck.*	In Westfalen, nach *Schlüter.*	Im Limburgischen Territorium, nach *Binkhorst, Debey, Römer.*	In Sachsen (Quaderformation), nach *Geinitz.*	In Böh[illegible] nach *Fr*[illegible]
Senon.	(Faxe Kalke Dänemarks).	Zone des Heteroceras polyplocum u. Scaph. pulcherrimus.	Kreidetuff v. Mastricht u. Aachen mit viel Bryozoën.		
	Schichten mit Bel. mucronata, Mag. pumilus, Rhynch. octoplicata, Ter. gracilis, Bacul. Faujasi, Ananch. ovata (Überquader).	Zone des Amm. Coesfeldensis u. Micraster glyphus.	Kreidemergel mit Bel. mucronata, Ter. carnea, Mag. pumilus, Ost. vesicularis, Bac. Faujasi.		
	Schichten mit Actin. quadratus, Ost. vesicularis, Micr. coranguinum, Marsupites ornatus.	Zone der Becksia Soekelandi. Schichten v. Dülmen m. Scaph. binodosus. Quarzige Gesteine v. Haltern mit Pecten muricatus. Sandmergel von Recklinghausen mit Marsup. ornatus. Zone d. Amm. Margae, Emscher Mergel.	Glaukonitische Sande mit Actin. quadratus. Aachener Sande.	Oberer Quader mit Pect. quadricostatus, Rhynch. octoplicata, Asterias Schultzei. ? Oberer Quadermergel oder Baculitenschichten.	Chlomeker-[illegible] ten. Quader m. [illegible] tonis, Trig. [illegible] Priesener Se[illegible] u. Thone mit Se[illegible] nitzi, Bac. F[illegible] Teplitzer Sc[illegible] m. Ter. subrotu[illegible] brevipor[illegible] Iser-Sch. Qua[illegible] mit Plänerschic[illegible] Amm. conciliat[illegible] limbata, Hemias[illegible] jus.
Turon.	Schichten mit Inoceramus Cuvieri, Micr. brevis.	Zone des Inocer. Cuvieri.		Oberer Pläner von Strehlen mit Spondyl. spinosus, Scaphites Geinitzi.	Malnitzer-S[illegible] kon. Pläner m. [illegible] glabra.
	Schichten mit Scaphites Geinitzi, Amm. peramplus, Spondyl. spinosus, Micr. breviporus.	Zone des Spondylus spinosus u. Heteroceras Reussianum = Scaphiten-Pläner.			
	Weiße Kalke mit Galerites albogalerus, Ter. Becksii, Inoc. Brongniarti.	Zone des Inoceramus Brongniarti und Amm. Woolgari.		Copitzer Grünsandstein.	Weißenberg[illegible] Pläner oder Qu[illegible] Inoc. labiatus [illegible] Woolga[illegible]
	Rote Kalke mit Inoc. Brongniarti, Inoc. labiatus, Ter. semiglobosa.	Zone d. Inoc. labiatus u. Amm. nodosoides. Zone des Actinocamax plenus.		Mittlerer Pläner oder mittlerer Quader m. Inoc. labiatus, Pinna decussata, Exog. columba.	
Cenoman.	Schichten mit Amm. Rhotomagensis.	Zone d. Amm. Rhotomagensis und Hol. subglobosus.		Unterer Pläner und Serpula-Sand mit Serpula plexus. — Ost. carinata, Ost. diluviana, Exog. haliotoidea, Cid. vesicul.	Korycanes-S[illegible] der und Pläner [illegible] sulcataria, Pec[illegible] Ost. diluvi[illegible]
	Schichten mit Amm. varians, Inoc. striatus, Holaster carinatus.	Zone des Amm. varians.			
	Schichten mit Amm. varians, Ostr. diluviana, O. carinata, Tourtia, oder Essener Grünsand.	Zone des Pecten asper u. Catopygus carinatus = Tourtia.		Unterer Quader und Grünsandstein; — Pflanzenführ. Schichten von Niederschöna u. Muschelbreccien.	Perutzer-Sc[illegible] mit Schieferth[illegible] reicher Land[illegible]
Gault.	Flammenmergel mit Avic. gryphaeoides.	Mergel m. Avic. gryphaeoides u. Amm. inflatus.			
	Thon mit Bel. minimus.	Zone d. Amm. auritus.			
	Schichten mit Amm. Milletianus und Amm. tardefurcatus.	Zone des Amm. Milletianus u. tardefurcatus.			
	Gargas Mergel mit Bel. Ewaldi, Avic. aptiensis, Ter. Moutoniana, Amm. nisus.	Zone des Amm. Martini und Bel. Ewaldi.			
	Speetonclay mit Bel. Brunsvicensis, Amm. nisus, Amm. venustus.	Zone des Bel. Brunsvicensis.			
	Ancyloceras- (Crioceras-) Schichten mit Crioceras Emerici, Ancyloceras simplex.				
Neocom oder Hils.	Hilsthon mit Bel. subquadratus, Amm. noricus, Thrac. Phillipsi, Glyphaea ornata.	Neocom- oder Hils-Sandstein des Teutoburger Waldes.			
	Hilskonglomerat mit Tox. complanatus. Pyr. pygaea, Rhynch. depressa Ter. oblonga. Ost. macroptera, Manon pezziza. | Wealdenthon m. Melania strombiformis, Cyrena, Cypris. — Deistersandstein mit Steinkohlenflötzen.				

Kreideformation.

erschlesien und , nach *F. Römer*.	In England.	Im nördlichen Frankreich.	In den Alpen. Westl. Nordalpen. Vorarlberg.	In den Alpen. Östliche Nordalpen.
Polen: en mit Bel. mucronata. **en mit Gal. subdus, Marsupites ornatus.**	Danien fehlt. **Upper-Chalk with Flints.** Schichten der Bel. mucronata. Schichten der Bel. quadrata. Schichten des Marsup. ornatus. Schichten des Micrast. coranguinum. Schichten des Micr. cortestudinarium.	**Danien.** Calcaire pisolithique. Calcaire à Baculites. **Campanien.** Craie à Bel. mucronata, Ostrea vesicularis. Craie à Bel. quadrata, Ostr. Merceyi. **Santonien.** Craie à Micr. coranguinum; Inoc. digitatus. Craie à Micr. cortestudinarium; Amm. texanus. Craie à Micr. brevis.	Nierenthaler Schichten mit Bel. mucronata, Ananchytes ovatus. (Bayern, Salzkammergut.)	Burgbergschichten Bayerns.
rschlesien: ergel von Oppeln Scaph. Geinitzi.	**Lower Chalk without Flints.** Schichten des Holaster planus. Schichten der Terebratulina gracilis. Schichten des Inoceramus labiatus.	**Angoumien.** Craie à Micr. breviporus. Craie à Ter. gracilis. **Ligérien.** Craie à Inoc. labiatus; Amm. nodosoides.	**Seewenschichten:** Seewenmergel oder Hohenemser Schichten mit Inoceramen; Seewenkalk mit Inoc. striatus. Sentiser Schichten mit Amm. Martelli, Turrilites costatus.	**Gosauschichten.** Hippuritenkalk (mit Hipp. cornuvaccinum) Orbitulitenschichten. Inoceramenmergel.
lige Kalke von . und Leobschütz ı. Rhotomagensis. stein von Leob- ː mit Exog. co- Protoc. hillana, st. carinata.	Schichten des Bel. plenus, Chalk Marl mit Holaster subglobosus. Chloritic Marl, Upper Greensand. Schichten des Pecten asper. Schichten des Amm. inflatus.	Marne glauconifère et blanche à Bel. plenus. Calcaire à Holast. subglobosus. Marne glauconieuse à Amm. laticlavius. Sables verts à Pect. asper (**Tourtia**).		
ula-Sandstein. l. minimus?) lorfer Schichten ncyl., Crioceras, es, Pterophyllum, Zamites.	Thone mit Amm. cristatus, Inoc. sulcatus. Thone mit Hamites rotundus, A. interruptus, A. auritus. Ancyloceras, Crioceras etc.	**Albien.** Argile à Amm. inflatus. Sable vert à Amm. mammillaris. **Aptien.** Sables à Amm. Milletianus. Argile à Plicatula placunea.	Grünsand mit Turrilites Bergeri (Turrilitensand).	
eschener Schiefer dsteine mit Amm. is, Amm. neocomiensis. ener Kalksteine tychus, Bel. pi- Untere Teschener Schiefer.	**Lower Greensand.** Schichten der Perna Mulleti, Exogyra sinuata. Schichten mit Pecten cinctus, Ancyloceras. Schichten mit Amm. speetonensis. Schichten mit Amm. noricus, Toxast. complanatus. Schichten mit Amm. astierianus. **Wealden.**	**Urgonien.** Fer oolithique, Grès et argile marbrées. **Néocomien.** Argiles ostréennes (Ostr. Leymeriei). Calcaires à Spatangus (Toxaster complanatus). Marnes et sables à Ostr. Couloni (= **Valaginien**).	**Schrattenkalk.** Orbitulitenkalk (O. lenticularis). Bryozoenkalk. Caprotinenkalk (Capr. ammonia). Spatangenkalk. Rossfelder Schichten (Aptychen, Amm. astierianus, Bel. latus). Neocom-Aptychenkalke (= Majolica und Biancone der lombard. u. venetian. Alpen).	

Gliederung der Kreideformation. In Frankreich, wo die Kreideformation äußerst vollständig entwickelt ist und wo man dieselbe zuerst einem genaueren Studium unterwarf, gliederte d'Orbigny dieselbe in fünf Unterabteilungen:

5) Senon
4) Turon } obere Kreide;
3) Cenoman
2) Gault
1) Neocom (mit dem Wealden) } untere Kreide.

Diese Gliederung und Bezeichnungsweise wurde von den deutschen Forschern für die Distrikte adoptiert, bei deren Studium die Kreide schon bei wenig eingehender Untersuchung einen ähnlichen paläontologischen und petrographischen Charakter zeigte wie die des oben genannten Landes (siehe Profil Fig. 308 S. 537). In Sachsen, Böhmen und Mittelbayern aber, wo nur die drei obersten Etagen der Kreide und zwar in einer petrographisch von den übrigen Kreideterritorien abweichenden Fazies zur Ausbildung gelangt waren, nannte man die uns hier beschäftigende Formation nach dem vorwaltenden Gesteinsmateriale Quader und erkannte drei Glieder in demselben, die man als Ober-, Mittel- und Unterquader bezeichnete. Von diesen entspricht

der Oberquader dem Senon,
der Mittelquader dem Turon,
der Unterquader dem Cenoman,

sodass sich die sächsisch-böhmisch-bayerische kretacëische Schichtenreihe mit Leichtigkeit der sonst gebräuchlichen Gliederung einordnen lässt. (Siehe Tabelle S. 644—645).

1) Neocom oder Hils, nebst Wealden.

Im nordwestlichen Deutschland besteht diese Stufe zu unterst aus Kalksteinen, auf welche Konglomerate und zu oberst Thone (Hilsthone) folgen, welche jedoch auch, so am Teutoburger Walde und in den Gildehäuser Bergen, durch Sandsteine vertreten sein können (diese oft reich an Nadeln von Kieselspongien), in österreich. Oberschlesien aus Mergelschiefern mit untergeordneten, dünngeschichteten Kalksteinen, in England und im nördlichen Frankreich aus glaukonitischen Mergeln und Sandsteinen (lower greensand), sowie aus graublauen Thonen. In diese Stufe gehören auch die z. T. 30 m mächtigen Eisensteinablagerungen von Salzgitter. Außer durch seine Lagerung an der Basis der Kreideformation wird das Neocom in fast allen seinen Verbreitungsgebieten durch folgende organische Reste kenntlich gemacht: Toxaster complanatus Ag. (Fig. 408), Pyrina pygaea Desh., Terebratula oblonga Sow., Rhynchonella depressa Sow., Terebratula tamarindus Sow., Exogyra Couloni d'Orb. (= Exog. sinuata Sow.) (Fig. 409), Pecten crassitesta Röm., Avicula macroptera Sow., Thracia Phillipsi Röm.,

Belemnites subquadratus Röm., Ammonites noricus Schloth. (Fig. 410), Amm. (Hoplites) asper, Amm. (Olcostephanus) bidichotomus u. a.

In den Bemerkungen über den Purbeck und über den paläontologischen Charakter der Kreide (S. 621 und 639) ist bereits hervorgehoben worden,



Fig. 408. Toxaster complanatus Ag.



Fig. 409. Exogyra sinuata Sow.



Fig. 410. Ammonites (Hoplites) noricus Schloth.

dass am Ende der Juraperiode größere Regionen des damaligen Meeresgrundes über den Spiegel der See gehoben wurden, ein Vorgang, welcher

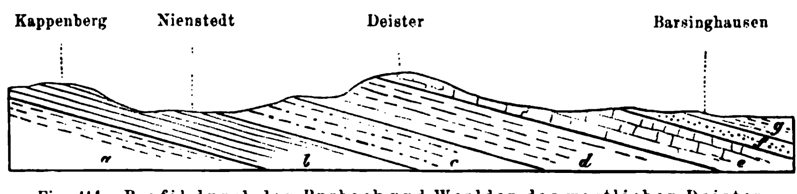


Fig. 411. Profil durch den Purbeck und Wealden des westlichen Deisters. Nach *Heinrich Credner.*

g Hilsthon; oberes Neocom.
f Wealdenthon } Wealden.
e Wealdensandstein } Wealden.
d Serpulit } Purbeck.
c Münder Mergel } Purbeck.
b Einbeckhäuser Plattenkalke } Purbeck.
a Kimmeridge und Portland.

die Ablagerung derjenigen Delta- und Morastbildungen bedingte, welche wir Wealdenformation nennen.

Die **Wealdenformation** überlagert konkordant die obersten, selbst bereits limnischen Schichten des Jura, den Purbeck, und wird von den

Thonen und Sandsteinen des oberen Neocoms ebenso gleichmäßig bedeckt, ein Beweis für die ruhige Stetigkeit des säkularen Hebungs- und Senkungsvorganges. In anderen Distrikten, wo keine Hebungen des Meeresgrundes stattfanden, ist die Wealdenformation natürlich nicht zur Ablagerung gelangt, vielmehr hat die Bildung kalkiger mariner Sedimente ihren ununterbrochenen Fortgang genommen, — eine Erscheinung, für die wir bereits in der karbonischen und permischen Formation ein Analogon besitzen, wo z. B. im Westen Nordamerikas auf den Kohlenkalk direkt Zechsteinkalk folgt, während an anderen Punkten, an denen eine Oszillation des Meeresbodens stattfand, die Brackwasser- und Sumpfbildung der produktiven Steinkohlenformation zwischen jene beiden marinen Komplexe zwischengelagert ist. Die Aufeinanderfolge der aus ähnlichen geologischen Vorgängen resultierenden Schichtensysteme des oberen Jura und der unteren Kreide ist demnach von unten nach oben gelesen:

Rein marine Gebilde	Durch limnische Gebilde unterbrochene marine Schichtenreihe	
Oberes Neocom	Hilsthon (= Oberes Neocom), marin	Senkung
Unteres Neocom	Wealdenthon, brackisch	
	Wealdensandstein u.-kohle, Sumpf- und Strandbildung	
Portland und Kimmeridge	Purbeck, brackisch	Hebung
	Unterer Portland, marin	

Struckmann glaubt den Wealden nicht als Äquivalent der untersten kretaceïschen Schichten auffassen zu dürfen, sondern denselben der oberen Juraformation zurechnen zu müssen. (Wealden-Bildungen von Hannover, 1880, und Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1879. S. 227.)

Die echte Wealdenformation ist nur in zwei Distrikten bekannt, in England (Kent, Sussex, Essex), von wo aus sie nach Belgien und Frankreich in die Umgebung von Boulogne übersetzt, und im nordwestlichen Deutschland, wo sie in dem Landstriche zwischen Helmstädt im Herzogtum Braunschweig und Bentheim, nahe der holländischen Grenze, an sehr vielen Punkten zu Tage ausgeht und namentlich an der Zusammensetzung des Deister, Osterwald, Süntel, der Bückeburger Berge, des Teutoburger Waldes einen wesentlichen Anteil nimmt.

Die Wealdenformation besteht aus zwei Gliedern, einem unteren sandigen und einem oberen thonigen. Das erstere wird in Deutschland als Wealden- oder Deistersandstein, in England als Hastingssand, — das zweite als Wealdenthon oder Wealdclay bezeichnet.

Der deutsche Wealdensandstein oder Deistersandstein, ein lichtgelber oder graulicher, feinkörniger Sandstein, bildet in zum Teil über 3 m

starken Bänken einen bis 180 m mächtigen Schichtenkomplex, aus welchem in zahlreichen Steinbrüchen ein ausgezeichnetes Baumaterial gewonnen wird. In ihnen eingeschaltet treten neben zahlreichen Lagen von dunkelen Schieferthonen, welche zum Teil von Pflanzenresten angefüllt sind, z. B. am Deister 15 Flötze von mehr oder weniger reiner bituminöser, schwarzer, stark glänzender Steinkohle auf, welche der Mehrzahl nach nur 0,07 bis 0,20 m mächtig sind, während andere 1, ja über 2 m Mächtigkeit erreichen und deshalb Abbauwürdigkeit besitzen, so dass auf ihnen (so am Osterwald, am Deister, bei Obernkirchen, bei Borgloh) ein ziemlich bedeutender Bergbau umgeht. Diese Kohle ist zweifelsohne von denselben Coniferen, Cycadeen und Farnen gebildet worden, deren Überreste so häufig in den sie begleitenden Schieferthonen vorkommen.

Nach Schenk besteht die Vegetation des Wealden, wenn man von einer zweifelhaften Monokotyledonenform abstrahiert, ausschließlich aus Gefäßkryptogamen und Gymnospermen, welche in der Weise an der Zusammensetzung der Gesamtflora Teil nehmen, dass die Artenzahl der ersteren ungefähr das doppelte von jener der Gymnospermen beträgt, diese jedoch durch ihr massenhaftes Vorkommen für gewisse Schichten viel charakteristischer sind als die Gefäßkryptogamen, während Dikotyledonen noch vollständig fehlen. Die Gefäßkryptogamen gehören den Equisetaceen, Farnen und Marsiliaceen an, von welchen die ersteren durch Equisetum, die Marsiliaceen durch Jeanpaulia, die Farne ebenfalls durch Gattungen, welche bereits für das Rhät, den Lias, den braunen und weißen Jura charakteristisch waren, so durch Baiera, Oleandridum, Laccopteris, Sagenopteris, Dictyophyllum repräsentiert sind. Eine ebenso scharf ausgeprägte Verwandtschaft mit rhätischen und jurassischen Formen, wie bei den Farnen, tritt bei den Cycadeen des Wealden in einer Anzahl Anomozamites-, Pterophyllum-, Podozamites-Arten hervor. Die Coniferen treten, was ihre Artenzahl betrifft, im Vergleiche mit Farnen und Cycadeen stark in den Hintergrund, wenn sie ihnen auch an Individuen-Reichtum nur wenig nachstehen, indem sie einen Hauptanteil an der Bildung der Wealdenkohle genommen haben. In dieser Beziehung ist namentlich Abietites Linki Röm. zu nennen. Der Gesamtcharakter der Wealdenflora ist nach dem oben Gesagten als ein ausgesprochen jurassischer zu bezeichnen, d. h. ihre Vegetation gehört noch derselben Entwickelungsstufe des Pflanzenreiches an, welche mit jener der rhätischen Formation beginnt und in der älteren Kreide ihren Abschluss findet. Erst in der jüngeren Kreideformation tritt, wie erwähnt, eine vollständige Änderung der gesamten Flora ein; es erscheinen die Dikotyledonen — Farne und Gymnospermen treten gegen dieselben zurück, während im Wealden diese beiden Gruppen beinahe ausschließlich die Vegetation zusammensetzen.

Von Tierresten sind Cyrena-, Paludina-, Cypris-Arten, ferner Frag-

mente von Lepidotus (Lep. Mantelli Ag.) und Sphaerodus am häufigsten; zu ihnen gesellen sich einige Schildkröten und gavialähnliche Saurier, sowie bei Bad Rehburg und am Bückeberg Fährten von Iguanodon-ähnlichen Dinosauriern. Von Skeletresten der letzteren ist nur ein Humerus von Iguanodon und der Zahn von Megalosaurus angetroffen worden (Dames). — Das Klima der Wealdenperiode war, wie die große Anzahl der Farne, das Vorkommen baumartiger Farne, zahlreicher Cycadeen und der Habitus der Coniferen beweist, noch ein durchaus tropisches.

Der Deistersandstein wird von der zweiten Etage der Wealdenformation, dem Wealdenthone, in 20 bis 80 m Mächtigkeit überlagert. Es sind

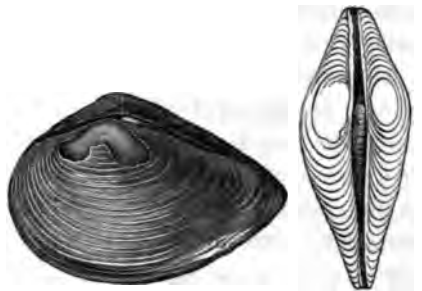


Fig. 412. Unio Waldensis Mant.



Fig. 413. Melania strombiformis Schloth.

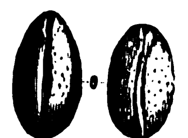


Fig. 414. Cypris Waldensis Sow.

dunkelgraue, dünngeschichtete, magere Schieferthone mit schwachen, sehr regelmäßigen Lagen von sandigem Kalksteine. Letzere zeichnen sich durch ihren erstaunlichen Reichtum an Cyrenen, Cyclas, Corbula, Paludinen und Melanien, manche der Schieferthone und Mergel durch die Menge der Cypris- und Unio-Individuen aus, welche sie bergen. Die charakteristischsten Vertreter dieser echten Brackwasserfauna sind: Cyrena ovalis Dunk., Unio Waldensis Mant. (Fig. 412), Melania strombiformis Schloth. (Fig. 413), Paludina fluviorum Mant., Cypris Waldensis Sow. (Fig. 414).

In Belgien sind in dem Wealdenthon, welcher bei Bernissart eine grabenförmige Verwerfung ausfüllt, mehrere fast vollkommene Skelette von Iguanodon (Fig. 415) entdeckt worden. Diese riesigen (3—4 m hohen) pflanzenfressenden Dinosaurier bewohnten die damaligen Waldungen, gingen wie die Vögel auf gewaltigen dreizehigen Hinterbeinen, während die fünffingerigen Vorderextremitäten sehr kurz waren. Der kolossale Schwanz

diente als Stütze beim Gehen. Die Zähne sind spatelförmig, zweischneidig und an beiden Rändern scharf gekerbt (Fig. 415 *A* und *B*).

In England wird die untere Etage der Wealdenformation, wie bereits hervorgehoben, von Hastingssand gebildet. Es sind dies eisenschüssige Quarzsande und Sandsteine, welche mit Thonen und Mergeln wechsellagern, in denen jedoch eigentliche Steinkohlen wie in Deutschland nicht vorkommen. Dahingegen umschließen sie verkohlte Pflanzenreste, ferner zahlreiche Süßwasser- und Brackwassermollusken aus den Geschlechtern Cyrena, Cyclas,

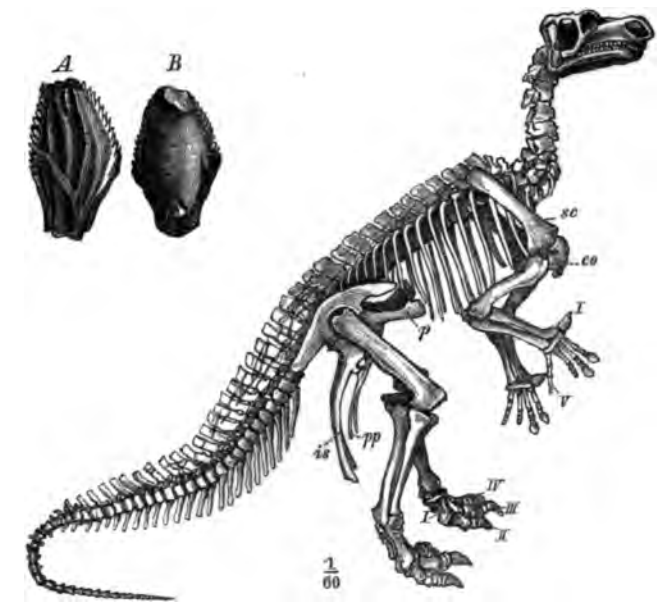


Fig. 415. Iguanodon Mantelli Ow. aus dem belgischen Wealdenthon. Nach *Dollo*.
sc = Scapula; *co* = Coracoid; *p* = Pubes; *pp* = Postpubes; *is* = Ischia.
A u. *B* = Zähne (*A* von außen; *B* von innen).

Unio, Paludina, Melania, namentlich aber die Reste von Fischen (Lepidotus), Schildkröten (Emys und Trionyx) und Sauriern, unter denen sich diejenigen von Iguanodon durch ihre Größe auszeichnen. Auf den Hastingssandstein folgt der Wealdclay, graue fette Thone und untergeordnete Kalksteine mit spatelförmigen Zähnen und Knochenfragmenten von Iguanodon, sowie mit Cypris und Paludina, welche letztere manche Schichten ganz ausschließlich zusammensetzen.

2) Gault.

Die bis über 300 m mächtige Schichtenreihe des Gaults besteht in Deutschland, England und Frankreich aus plastischen dunkelen, zum Teil glaukonitischen Thonen, mageren Schieferthonen und Mergeln, welche nur lokal von reinen oder mergeligen Kalksteinen, sowie von hellbraunen oder

weißen Sandsteinen (bei Halberstadt, Goslar) verdrängt werden. Als letztes Glied des deutschen Gaults erscheint fast überall der Flammenmergel, ein heller, von dunkelen Flammen und Streifen durchzogener Mergel mit Aucella




Fig. 416. Inoceramus sulcatus Park. Gault.



Fig. 417. Crioceras Duvali Lév. Gault.

gryphaeoides. Im allgemeinen ist an der Fauna des Gaults ihr großer Reichtum an Belemniten und Ammoniten und zwar sowohl an echten Ammoniten, wie an deren Nebenformen bemerkenswert. Letztere kommen in

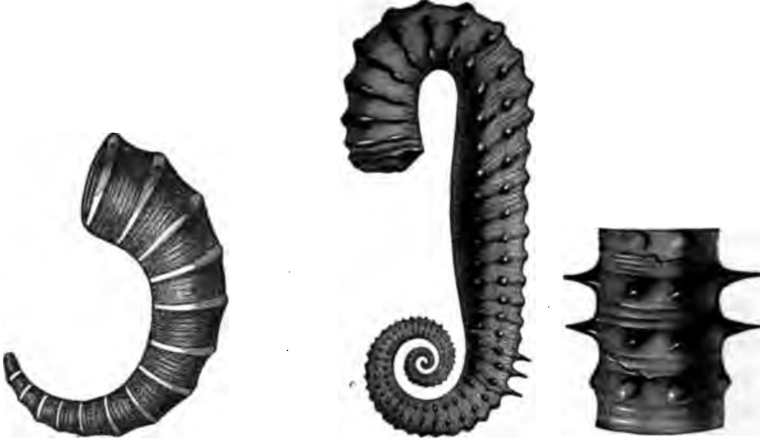


Fig. 418. Toxoceras bituberculatum d'Orb. Gault.

Fig. 419. Ancyloceras Matheronianum d'Orb. Gault.

besonderer Mannigfaltigkeit der Formen und Menge der Individuen in den untersten Stufen des Gaults, den danach benannten Ancyloceras- (Crioceras-) Schichten und im Aptien vor und gehören den Geschlechtern Hamites, Ancyloceras, Crioceras, Toxoceras und Turrilites an. Als ihre Hauptvertreter mögen hier Ancyloceras Matheronianum d'Orb. (Fig. 419), Anc. Bowerbanki Sow.,

Hamites attenuatus Sow., Crioceras Emerici Lév., Crioceras Duvali Lév. (Fig. 417) angeführt werden. Von Ammoniten sind Ammonites (Placenticeras) nisus d'Orb. Amm. (Schloenbachia) inflatus Sow., Amm. (Desmoceras) Mayorianus d'Orb., Amm. auritus Sow., Amm. (Acanthoceras) Milletianus

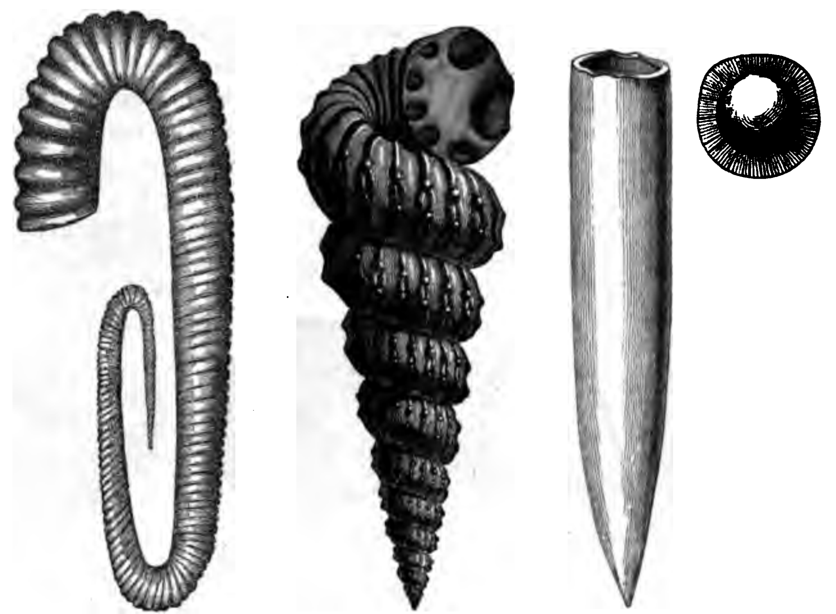


Fig. 420. Hamites attenuatus Sow. Gault. Fig. 421. Turrilites catenatus d'Orb. Gault. Fig. 422. Belemnites Brunsvicensis Stromb. Gault.

d'Orb. zu erwähnen, während von Belemniten für den deutschen Gault drei Arten Belemnites Brunsvicensis Stromb., Bel. Ewaldi Stromb., Bel. minimus List. deshalb doppelte Wichtigkeit besitzen, weil sie drei verschiedene Niveaus einnehmen und deshalb vorzügliche Orientierungsmittel abgeben. Von Zweischalern und Brachiopoden sind für den Gault charakteristisch: Terebratula Moutoniana d'Orb., Inoceramus sulcatus (Fig. 416) und concentricus Park., Avicula aptiensis d'Orb., Trigonia caudata Ag.



Fig. 423. Caprotina (Requienia) ammonia Goldf.

In der südlichen Kreidezone ist das obere Neocom und der unterste Gault namentlich durch harte, weiße Kalksteine, sowie kalkige Mer-

gel vertreten, welche die ersten Rudisten und zwar in solcher Menge führen, dass man das untere Niveau des südlichen Gaults als unterste Rudistenbänke bezeichnet. Die gewöhnlichste, von den Pyrenäen bis in die östlichen Alpen verbreitete und deshalb charakteristische Form derselben ist Caprotina (Requienia) ammonia Goldf. (Fig. 423). — In den Alpen bezeichnet man diese Bildungen als Caprotina-Kalke oder als Schrattenkalke.

Schließlich ist noch zu bemerken, dass die unterste Etage des Gault. die Ancyloceras-Schichten sowohl, wie deren angeführte Äquivalentgebilde, die Caprotinenschichten oder Schrattenkalke, von vielen Geologen als oberste Zone des Neocoms betrachtet werden.

3) **Cenoman** (Unterquader, Unterpläner).

Diese Etage der Kreideformation besteht in England, Nordfrankreich und Westfalen aus glaukonitischen Sandsteinen, Thonen und

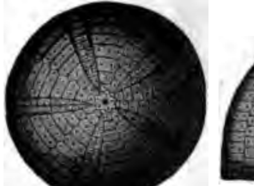




Fig. 424. Discoidea cylindrica Ag. Cenoman.



Fig. 425. Ostrea carinata Lam. Cenoman.

Mergeln (dem upper greensand, der chloritischen Kreide von Rouen, der Tourtia, dem Grünsand von Essen), in Hannover aus thonigen Kalken und Kalkmergeln, in Sachsen und Böhmen zu unterst aus zum Teil

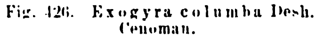



Fig. 426. Exogyra columba Desh. Cenoman.

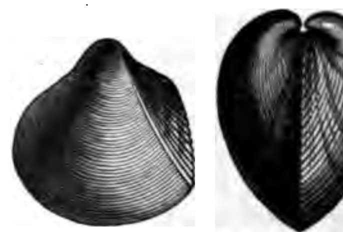


Fig. 427. Protocardium Hillanum Beyr. Cenoman.

glaukonitischem Quadersandstein, darüber lokal aus Plänerkalk (Unterquader und Unterpläner, Korycaner Schichten). Die Zusammengehörigkeit aller dieser petrographisch z. T. so außerordentlich verschiedenen Schichtenkomplexe zeigt sich durch ihre gemeinsame Führung folgender charakteristischer Cenoman-Versteinerungen: Holaster subglobosus Ag., Discoidea cylin-

drica Ag., Cidaris vesiculosa Goldf., Rhynchonella Mantelliana Sow., Ostrea carinata Lam., Pecten asper Lam., Inoceramus virgatus Schlüt., Protocardium Hillanum Beyr., Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brogn., Ammonites (Schloenbachia) varians Sow., Turrilites Scheuchzerianus Bosc., Scaphites aequalis Sow.

Höchst wichtig ist das Vorkommen von Abdrücken und verkohlten Resten von Laubhölzern, namentlich von Credneria (Fig. 406), Ficus Populus, Salix, Acer, Alnus, Laurus u. a. in den dem cenomanen Quader an-

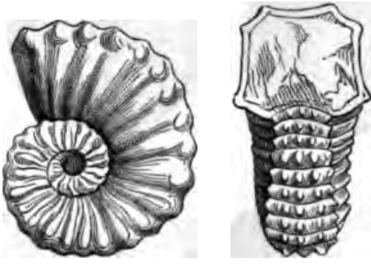


Fig. 428. Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brongn. Cenoman.



Fig. 429. Scaphites aequalis Sow. Cenoman.

gehörigen Schieferthonen z. B. von Niederschöna bei Freiberg und Perutz in Böhmen. Es sind die ältesten Angiospermen, von denen wir Kunde haben.

Einen ganz verschiedenartigen Charakter besitzt die Cenomanbildung in der südlichen Verbreitungszone der Kreide. Derselbe wird durch eine neue großartige Entfaltung der Hippuriten bedingt. Das Cenoman Südeuropas, und zwar vorzugsweise Südfrankreichs, repräsentiert somit eine zweite Hippuritenzone und besteht ähnlich wie die erste, dem Gault (und oberen Neocom) angehörige, vorwaltend aus harten, hellen Kalksteinen, welche neben anderen weniger häufigen Hippuriten, namentlich Caprina adversa d'Orb., Caprina triangularis d'Orb. und Sphaerulites foliaceus Lam. führen. In den östlichen Alpen findet sich eine Foraminifere, Orbitulina concava Defr., in enormer Menge gewissermaßen in Stellvertretung für die Hippuriten ein und füllt die nach ihnen benannten Kalkschichten ganz an. Eine gewisse paläontologische Verknüpfung zwischen nördlicher und südlicher Kreidefazies wird dadurch hergestellt, dass der unterste Horizont des sächsisch-böhmischen Quaders, wenn auch selten, Hippuriten birgt.



Fig. 430. Caprina adversa d'Orb.

4) **Turon** (Mittelquader, Mittelpläner, Schichten des Inoceramus labiatus etc.).

Diese Unterabteilung der Kreideformation wird im nördlichen Frankreich und in England von weißen oder hellgrauen, feinerdigen und weichen Mergeln (Kreidemergeln), in Westfalen z. T. von eben solchen,



Fig. 431. Galerites albogalerus Lam. Turon.

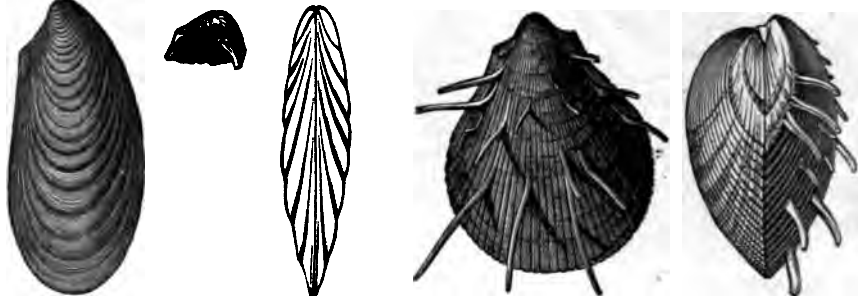


Fig. 432. Inoceramus labiatus Brongn. Turon.

Fig. 433. Spondylus spinosus Defr. Turon.

z. T. von Mergelkalk, dem Pläner, in Hannover und Braunschweig von fleischroten und weißen, kalkigen Mergeln und Kalksteinen, in Sachsen und Böhmen zu unterst von Quadersandstein (Bildhauersandstein), zu oberst von Plänerkalken und Mergeln (Strehlener, Malnitzer und Weißenberger Pläner) gebildet. Die wichtigsten Erkennungsmerkmale dieser Formation liefern folgende organische Reste: Galerites albogalerus Lam., Micraster Schlüteri Coqu., Epiaster breviporus d'Orb., Holaster planus Mant., Inoceramus Brongniarti Sow., Inoceramus labiatus Brongn. (= I. mytiloides Mant., = I. problematicus d'Orb.), I. Cuvieri Sow., Trigonia scabra Lam., Spondylus spinosus Defr., Terebratula semiglobosa Sow., Ammonites (Acanthoceras) Woolgari Mant. und nodosoides Schloth., Amm. (Pachydiscus peramplus Sow., Scaphites Geinitzi d'Orb.

In der Schichtenreihe der südlichen Kreide repräsentiert die Etage des Turons einen dritten Hippuriten-Horizont. Er besteht aus festen, dichten, z. T. roten Kalksteinen, wird namentlich durch Hippurites cornuvaccinum Bronn, Hipp. Requieni und Hipp. organisans Desm. bezeichnet und besitzt

eine außerordentlich große geographische Verbreitung, indem er sich von Portugal durch ganz Südeuropa bis nach Griechenland und Kleinasien verfolgen lässt und endlich ebenfalls in Texas nachgewiesen worden ist. Dieser Hippuriten-Horizont ist es, welchen man in den Schweizeralpen als **Sewenkalk**, in den österreichischen Alpen als **Gosaubildung** bezeichnet. Letz-

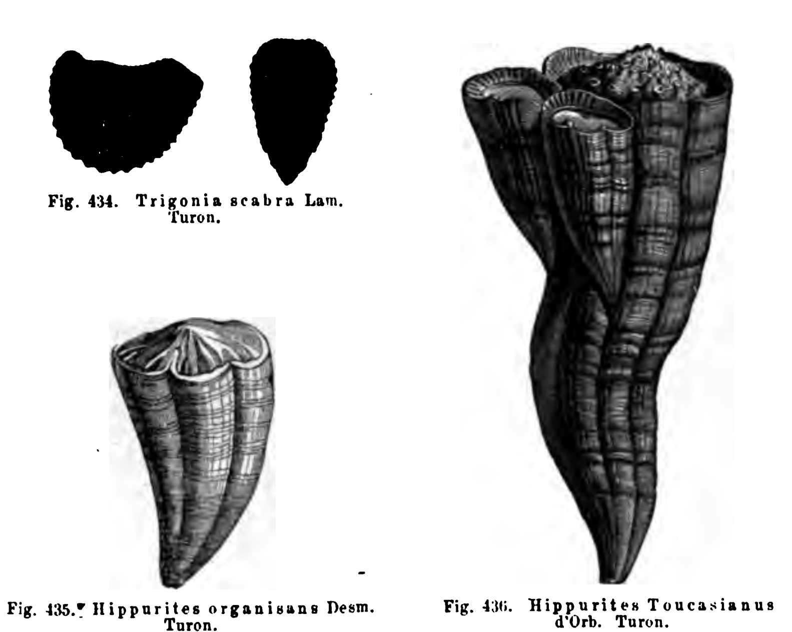


Fig. 434. Trigonia scabra Lam. Turon.

Fig. 435. Hippurites organisans Desm. Turon.

Fig. 436. Hippurites Toucasianus d'Orb. Turon.

Fig. 437. Cyclolites ellipticus Lam. *a* von oben; *b* von unten; *c* von der Seite. Turon.

tere birgt neben den genannten und noch zahlreichen anderen Hippuriten einen großen Reichtum von Korallen, unter denen Fungiden (z. B. Cyclolites ellipticus Lam.), Turbinolien, Asträen und Mäandrinen vorherrschen, ferner eine sehr erhebliche Menge von Gastropoden (z. B. Cerithium, Acteonella, Fusus).

5) **Senon** (Oberquader).

Die Gesteine, welche diese Schichtenreihe zusammensetzen, sind in England, im nördlichen Frankreich, auf Rügen und Moen weiße Schreib-



Fig. 438. Belemnitella mucronata Schloth. Senon.
a vollständige Scheide; b Querschnitt durch den oberen Teil der Scheide, die Alveolarhöhle, die Alveolarspalte und die Alveolarrinne zeigend.

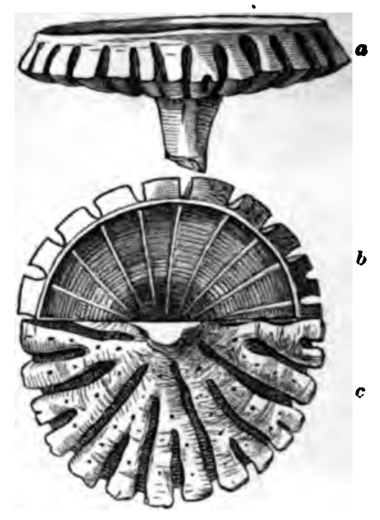


Fig. 439. Coeloptychium incisum Röm. Senon.
a von der Seite; b von oben; c von unten.

kreide, bei Aachen und Mastricht lose Sande, Mergel und bryozoënreiche Kreidetuffe, in Westfalen zu unterst Kalkmergel, darüber lose Sande und Sandsteine, in Hannover und Braunschweig thonige Kalksteine und Mergel,

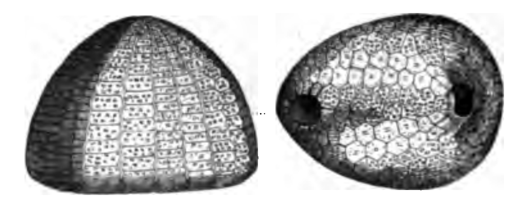


Fig. 440. Ananchytes ovata Lam. Senon.

am nördlichen Harzrande vorwaltende Sandsteine, in Sachsen und Böhmen namentlich die oberen Quadersandsteine, welche die kolossalen Felspartieen des Elbthales oberhalb Pirna bilden. Außer einer Anzahl weiter unten zu

erwähnender organischer Reste sind Actinocamax (Belemnitella) quadratus d'Orb. und Belemnitella mucronata d'Orb. die wichtigsten Leitfossilien des



Fig. 441. Ostrea vesicularis Lam. Senon.

Fig. 442. Pecten quadricostatus Bronn. Senon.

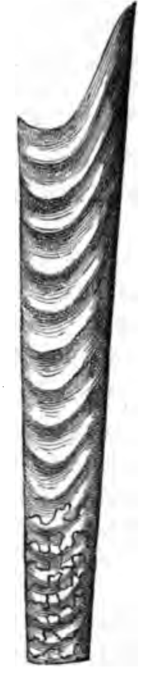


Fig. 443. Baculites anceps Lam. Senon.

Senons, wenn sie auch in den Quadersandsteinen der sächsischen Schweiz und Böhmens bis jetzt noch nicht aufgefunden worden sind, und zwar ist Actinocamax quadratus für die unteren, Belemnitella mucronata für die oberen Niveaus derselben bezeichnend. Zu ihnen gesellen sich außerordentlich zahlreiche Foraminiferen (Flabellina Textularia, Nodosaria, Rotalia, Dentalina und viele andere), deren Schalen nicht nur einen großen Teil des Materiales der weißen Schreibkreide geliefert haben, sondern auch in den senonen Kreidemergeln sehr häufig sind, — ferner jene schirmähnlichen Schwämme: Coeloptychium agaricoides Goldf., Coel. lobatum Goldf., Coel. incisum Röm. (Fig. 439), sowie Coscinopora infundibuliformis Goldf., zahlreiche Seeigel, z. B. Ananchytes ovata Lam. und Micraster glyphus Schlüt.; Marsupites ornatus Mant., Bourgueticrinus ellipticus Mill., ferner Crania Ignabergensis Retz., Magas pumilus Sow., Rhynchonella octo-

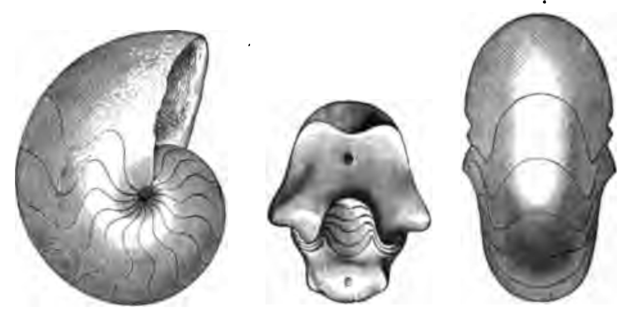


Fig. 444. Nautilus danicus Schloth. Danien.

plicata Sow., Terebratula carnea Sow., Ostrea vesicularis Lam., Exogyra laciniata Goldf., Pecten quadricostatus Bronn., Inoceramus Cripsi Mant., In. lobatus Münst., Pinna diluviana Schloth., Turrilites polyplocus Röm., Bacu-

lites anceps Lam., Nautilus danicus Schloth., Ammonites Coesfeldensis Schlüt., Scaphites gibbus Schlüt.

Dem unteren Niveau des Senons gehört eine bis 500 m mächtige mergelige Schichtengruppe an, welche namentlich in Westfalen ausgebildet ist, aber auch in Schlesien, am Harzrande, in der Gosau und in anderen Gegenden entwickelt sein dürfte, die Emscher Mergel (Schlüter). Dieselben führen als charakteristische Reste Ammonites Margae, Amm. (Schloenbachia) Texanus, Amm. tricarinatus, Turrilites plicatus, Inoceramus subcardissoides und In. radians.

Als die obersten Horizonte der Kreide, welche bereits eine so bedeutende Annäherung ihres paläontologischen Charakters an den des Tertiärs verraten, dass ihre Zugehörigkeit zur kretaceïschen Formation als streitig galt, sind die Faxe-Kalke, die Kreidetuffe von Mastricht und die Pisolithenkalke des Pariser Beckens zu betrachten. Man hat dieselben als besondere Stufe, als Danien zusammengefasst.

Die Faxe-Kalke treten auf der dänischen Insel Seeland und dem Festlande Schwedens als jüngste Bildung der senonen, also überhaupt der gesamten Kreide in 10 bis 15 m Mächtigkeit auf, bestehen aus fast nichts als aus Korallenfragmenten und Korallenschutt und umschließen zwischen diesen zahlreiche Molluskenreste, so Nautilus danicus, Baculites Faujasi, aber auch Steinkerne von Cypraea, Oliva, Mitra, Patella, Emarginula, also von Gasteropoden, welche sonst kaum aus der Kreide bekannt sind. Dazu kommen noch z. T. ganz vollständige Panzer einiger Krabben (Dromiopsis), die in der Korallenfelsmasse verteilt sind.

Der Kreidetuff von Mastricht, 30 m mächtig, überlagert die echte weiße, an Feuersteinen reiche Schreibkreide und besteht aus lockeren, zerreiblichen Kalkmergeln, welche von Bryozoën (namentlich von Eschara) und von Foraminiferen angefüllt sind. Neben Gasteropoden wie Voluta, Fasciolaria u. a., wie sie im Tertiär bekannt sind, kommen Bel. mucronata, Ostrea vesicularis, Pecten quadricostatus, Baculites anceps, Bac. Faujasi, Mosasaurus und andere echt kretaceïsche Formen vor. — Überraschend ist die Übereinstimmung der Kreidebildungen von Mastricht-Aachen mit denen von New-Jersey in Nord-Amerika, wo ganz ähnliche an Eschara reiche Kreidetuffe die Schichten mit Belemnitella mucronata überlagern.

Der Pisolithenkalk der Umgegend von Paris ist ein gelblicher, eisenhaltiger, grob oolithischer, oder aus abgerollten Muschelfragmenten bestehender Kalkstein mit dem kretaceïschen Pecten quadricostatus, Nautilus danicus, neben ihnen aber mit zahlreichen Exemplaren von Cerithium, Lima, Crassatella, Cardium und Corbis von augenscheinlich tertiärem Habitus, so dass man diese Ablagerung als ein Zwischenglied zwischen normaler Kreide und Tertiär betrachten kann.

Was endlich die senonen Gebilde der Kreideformation des Südens und zwar namentlich des südlichen Frankreichs betrifft, so wiederholt sich auch hier dieselbe Erscheinung wie beim Gault, Cenoman und Turon, nämlich das massenhafte Auftreten von Hippuriten, deren vierten und zugleich obersten Horizont wir demnach im südlichen Senon erkennen. Letzterer besteht in Südfrankreich aus lichtgelben Kalksteinen, in denen die Hippuriten so massenhaft angehäuft sind, dass sie, nur durch ein wenig Kalk verkittet, fast ausschließlich ganze Schichten zusammensetzen. Die häufigsten Arten sind: Hippurites bioculatus, Hipp. canaliculatus, Hipp. dilatatus.

Spezielle Gliederung der oberen Kreide Norddeutschlands nach Cl. Schlüter.*)

V. Obersenon (Coeloptychien-Kreide).

15. Zone des Heteroceras polyplocum, Ammonites Wittekindi Scaphites pulcherrimus und Belemnitella mucronata Schloth. (= Obere Mukronatenkreide).

14. Zone des Ammonites Coesfeldensis, Micraster glyphus und der Lepidospongia rugosa (= Untere Mukronatenschichten). Kalkige Mergel, Kalke und Mergelsandsteine mit Coeloptychien, Cribrospongien, Lepidospongia, Cupulospongia, Micraster glyphus Schlüt., Phymosoma ornatissimum Ag., Diplotagma altum Schlüt., Terebr. obesa Sow., Ostr. vesicularis Lam., Lima semisulcata Nilss., Inoc. Cripsi Mant., Ammonites Coesfeldensis Schlüt., Amm. Stobbaei Nilss., Belemnitella mucronata Schloth.

13. Zone der Becksia Soekelandi (= Obere Quadratenkreide). Mergel mit Coeloptychien, Camerospongien, Becksia Soekelandi Schlüt., Cribrospongia Decheni Goldf., Salenia Héberti Cott., Ostrea vesicularis Lam., Janira quinquecostata Lam., Inoceramus Cripsi Mant., Actin. quadratus Blainv. (häufigst).

IV. Untersenon.

12. Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit Scaphites binodosus Röm., sowie Exogyra laciniata Nilss., Ostrea armata Goldf., Janira quadricostata Sow., Inoc. Cripsi Mart., Inoc. lingua Goldf., Trig. limbata d'Orb., Pholadomya caudata Röm., Ammonites bidorsatus Röm., Scaphites binodosus Röm., Actin. quadratus Blainv. (?).

11. Quarzige Gesteine von Haltern mit Pecten muricatus, außerdem namentlich Pect. quadricostatus Sow., Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lobatus Röm. und Pinna quadrangularis Goldf., sowie Trigonia aliformis Park., Pygurus rostratus Röm., Calianassa antiqua Otto, Crednerienblätter.

10. Sandmergel von Recklinghausen mit Marsupites ornatus Mill., ferner mit Uintacrinus Westfalicus Schlüt., Ostr. sulcata Blumenb., Inocer. Cripsi Mant., Inoc. lobatus Münst.

III. Emscher.

9. Zone des Ammonites Margae und Inoceramus digitatus. Blaugraue, lockere Thonmergel, z. T. glaukonitisch (bis ca. 500 m mächtig), mit Inocer. digitatus Sow. (0,5 m groß), Inoc. cardissoides Goldf., Inoc. involutus d'Orb., Amm. Margae Schlüt., Amm. Texanus Röm., Amm. tricarinatus d'Orb., Turr. plicatus d'Orb., Turr. tridens Schlüt., Actinocamax Westfalicus Schlüt. In diese Zone gehören die grauen

*) Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1876. S. 457.

kalkigen Mergel und mergeligen Sandsteine im Liegenden des Sudmergesteines bei Goslar u. a. Vork.

II. Oberer Pläner (Turon).

8. Zone des Inoceramus Cuvieri und Epiaster brevis Schlüt. non Desor = Ep. Schlüteri Coqu. (Cuvieri-Pläner). Dünngeschichtete Kalke, im Westen z. T. glaukonitisch.

c. Grünsand der Timmeregge, unreiner, oft konglomeratartiger Grünsand mit Cid. subvesiculosa Park., Micraster cortestudinarium Goldf., M. breviporus Ag., Echinocorys gibba Lam., Spond. spinosus Sow., Palaeocorystes laevis Schlüt., Otodus, Corax u. a., — jedoch ohne Cephalopoden.

b. Grünsand von Soest, mit Amm. peramplus Mant., Ter. semiglobosa Sow., Rhynch. plicatilis Sow., Spondylus spinosus Sow.

a. Typische Scaphitenschichten. Kalke und Kalkmergel mit Micraster breviporus Ag., Infulaster excentricus Forb., Ter. semiglobosa Sow., Rhynch. plicatilis Sow., Spond. spinosus Sow., Amm. peramplus Mant., Scaphites Geinitzi d'Orb., Heteroceras Reussianum d'Orb. u. a. Bei Bielefeld, Salzgitter, Langelsheim, Quedlinburg, Strehlen, Oppeln, Wollin.

7. Zone des Heteroceras Reussianum und Spondylus spinosus. (= Scaphitenpläner).

6. Zone des Inoceramus Brongniarti und Ammonites Woolgari (= Brongniarti-Pläner); Mergel, Mergelkalke, feste splitterige Kalke. In zwei Fazies, nämlich als Brongniarti-Schichten und als Galeriten-Schichten ausgebildet, mit Galerites albogalerus d'Orb., Holaster planus Mant., Micraster breviporus Ag., Inoc. Brongniarti Mant., Rhynch. Cuvieri d'Orb., Terebr. Becksii Röm., Terebratulina chrysalis Defr., Ammonites Woolgari Mant. u. a.

5. Zone des Inoceramus labiatus und Ammonites nodosoides (= Mytiloides-Pläner); Plänermergel, Mergelkalke, oft rötlich, mit massenhaftem In. labiatus Schloth., außerdem Amm. nodosoides Schloth., Tereb. semiglobosa Sow., Rhynch. Cuvieri d'Orb. und einigen anderen.

4. Zone des Actinocamax plenus. Nur in Westfalen; hier glaukonitischer Mergel, arm an organischen Resten, nur mit Actin. plenus Blainv. und Serpula amphisbaena Goldf.

I. Unterer Pläner (Cenoman).

3. Zone des Ammonites Rhotomagensis und Holaster subglobosus. Kalke und Mergel, mit: Discoidea cylindrica Lam., Holaster subglobosus Leske, Terebr. biplicata Sow., Inocer. striatus Mant., Lima elongata Sow., Amm. Rhotomagensis Brongn. (häufigst), Amm. Mantelli Sow., Amm. varians Sow., Anisoceras plicatile Sow., Turrilites costatus Lam., T. acutus Passy, Nautilus expansus Sow., N. tenuicostatus Schlüt. u. a.

2. Zone des Ammonites varians und Hemiaster Griepenkerli. Im südwestlichen Westfalen Glaukonitmergel, weiter nach Osten Plänerkalke und Kalkmergel. Organische Reste: Hemiaster Griepenkerli Stromb., Rhynchonella Martini Mant., Megerlea lima Defr., Terebr. biplicata Sow., Inoceramus striatus Mant., In. latus Mant., Ammonites varians Sow., Amm. Coupei Brongn., Amm. Mantelli Sow., Scaphites aequalis Sow., Amm. falcato-carinatus Schlüt., Turrilites tuberculatus Bosc., Turr. costatus Lam. u. a.

1. Zone des Pecten asper und Catopygus carinatus. Bei Essen als Grünsand; im Teutoburger Walde Pläner-Mergel; im Hügellande nördlich vom Harz Mergel und Mergelthone. Organische Reste: Scyphia infundibuliformis Goldf., Micrabacia coronula Goldf., Cid. vesiculosa Goldf., Catopygus carinatus Agass., Holaster no-

dulosus Goldf., Megerlea lima Defr., Terebratulina chrysalis Schloth., Terebr. depressa Lam., Ost. diluviana Goldf., Ost. carinata Lam., Ost. haliotoidea Sow., Janira quinquecostata Sow., Pect. asper Lam., Ammonites Mantelli Sow., Amm. laticlavius Sbrp. u. a.

Einiges über die geographische Verbreitung der Kreide. In Europa hat die Kreide in England, Frankreich und Deutschland ihre größte Verbreitung und vollständigste Entwickelung erlangt. Während die Juraformation noch weit ausgedehnte, zusammenhängende Territorien bildet, ist dies bei der Kreideformation schon weit weniger der Fall. Es lässt sich aus der ganzen Verbreitung der durch dazwischen liegende Juraplateaus getrennten Kreidebecken nicht verkennen, dass eine Vergrößerung der Kontinente auf Kosten des kretaceïschen Ozeanes stattgefunden hat, wodurch letzterer in zahlreiche Buchten und Arme gegliedert wurde.

Bei Besprechung des Jura ist gezeigt worden, dass derselbe in England eine breite Zone bildet, welche in fast genau nördlicher Richtung vom Kanal bis zur Ostküste der Insel verläuft. Der Untergrund des ganzen, östlich von dieser Jurazone liegenden Territoriums besteht aus Kreide, wird freilich zum Teil von Tertiärablagerungen verborgen. Die Schichten der kretaceïschen Formation lagern hier gleichförmig auf denen des obersten weißen Jura auf und fallen wie diese nach Osten ein, nur in den zwischen der Themse und dem Kanal gelegenen Landstrichen von Kent, Sussex und Essex findet eine Störung der sonst so regelmäßigen Lagerung durch eine flach kuppelförmige Erhebung der Purbeck- und Wealdenformation statt, an welche sich die Schichten der jüngeren Kreide anschmiegen und allseitig von dem Zentrum abfallen, so dass sich ein normal antiklinaler Schichtenbau einstellt. Auf dem Scheitel dieser Schichtenwölbung wurde behufs Erforschung des dortigen geologischen Baues ein Bohrloch von etwa 2000 F. Tiefe geschlagen, welches kombiniert mit den oberflächlichen Aufschlüssen folgendes Profil ergab:

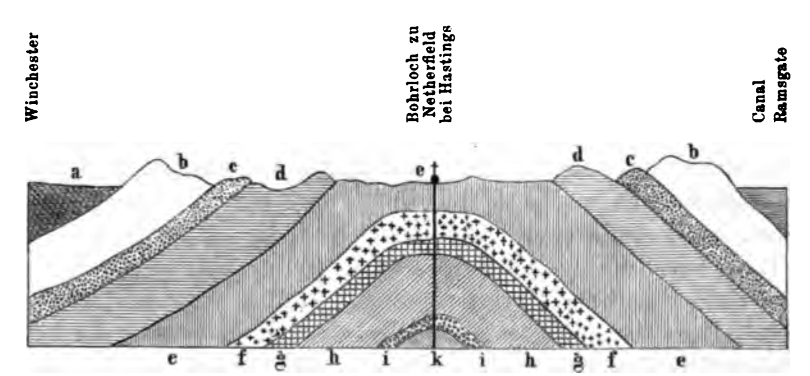


Fig. 445. Profil durch den Wealden des südöstlichen Englands.
a Tertiär; *b* obere Kreide; *c* untere Kreide; *d* Wealdclay; *e* Hastingsbeds; *f* Purbeck; *g* Portland; *h* Kimmeridge; *i* Korallenoolith; *k* Oxfordthon.

Die Kreide beginnt im Süden Englands mit den Sandsteinen und Thonen des Wealden, im Norden mit dem marinen Unter-Neocom, auf welche dem oberen marinen Neocom angehörige Glaukonitmergel (lower greensand) und die Schieferthone und plastischen Thone des Gaults folgen. Das Cenoman ist durch eine zweite Ablagerung von Glaukonitmergeln (upper greensand), das Turon durch Kreidemergel repräsentiert, während das Senon durch die in ihrem obersten Horizonte feuersteinreiche weiße Schreibkreide gebildet wird, aus welcher die grotesken Felsufer bei Dover und Brighton bestehen. Die Versteinerungsführung und spezielle Gliederung dieser Schichten ergiebt sich aus der S. 644 und 645 gegebenen tabellarischen Übersicht.

In Frankreich bildet die Kreideformation drei große Becken. Das nördlichste derselben, welches hauptsächlich durch die Seine und Loire entwässert wird, repräsentiert eine flach tellerförmige Schale, deren äußere Ränder sich an jurassische Schichten anlagern, deren innere Vertiefung von Tertiärgebilden ausgefüllt wird und in deren Zentrum Paris liegt. Die Kreide Englands ist nichts als der nordwestliche Flügel dieser großen nordfranzösischen Mulde. Ihre einzelnen Formationsglieder haben den normalen Charakter aller nördlichen Kreidebildungen, natürlich mit lokalen Modifikationen. Das dortige Neocom besteht aus Toxasterkalken und Austermergel, wechsellagernd mit Sanden und Sandsteinen, der Gault aus eisenschüssigen Plicatula-Mergeln und dunkelen Thonen, das Cenoman aus Grünsand (Tourtia), das Turon aus Kreidemergeln, das Senon aus weißer Schreibkreide, die namentlich in der Umgegend von Paris auftritt und stellenweise von groboolithischen Pisolithenkalken (Danien) überlagert werden, welche die jüngsten Kreidegebilde darstellen (siehe Tabelle).

Der zweiten, aber bedeutend kleineren Mulde der französischen Kreide gehört das Flussgebiet der Garonne an. Sie lehnt sich mit ihrem nördlichen Flügel an das granitische Zentralplateau Frankreichs, mit ihrem südlichen Flügel an die Zentralkette der Pyrenäen an. Ihr ganzer petrographischer und paläontologischer Charakter ist bereits der der südlichen Kreidefazies. Dieser offenbart sich einerseits in dem Auftreten harter, dichter oder krystallinischer Kalksteine, andererseits in dem Reichtum an Hippuriten, welche vier verschiedene Horizonte der dortigen kretaceïschen Schichtenreihe anfüllen und in jedem derselben durch andere Formen vertreten werden. So beteiligen sich im oberen Neocom Caprotina ammonia und Capr. Lonsdalei, — im Cenoman Caprina adversa, — im Turon Hippurites organisans, H. cornuvaccinum, Radiolites lumbricalis, — im Senon Hippurites bioculatus, canaliculatus und dilatatus an der Bildung mächtiger Kalkablagerungen. Einer dritten Bucht des kretaceïschen Ozeanes entsprechen die Kreideschichten am unteren Laufe der Rhône im südöstlichen Frankreich, die sich ebenfalls an die Granite des Zentralplateaus an-

lagern und dann in nordöstlicher Richtung über Genf bis Neuchatel, am Nordabhange des Alpenzuges durch Bayern und Tirol bis Salzburg und Österreich in Form einer schmalen Zone fortsetzen. In letzterer sind sämtliche Glieder der Kreideformation und zwar in typisch südlicher Fazies entwickelt. Eine sehr bedeutende Rolle spielen die Hippuritenkalke in den Alpen und zwar in den westlichen namentlich die des Neocoms, also die Schrattenkalke mit Caprotina ammonia, in den östlichen die turonen Gosaubildungen mit Hippurites cornuvaccinum und Orbitulites concava (siehe Tabelle S. 645). In den östlichen Südalpen, Istrien und Dalmatien wird die untere Kreide fast ausschließlich von Caprotinenkalk, die obere von Radioliten- und darüber von Hippuritenkalk aufgebaut. Eine eigentümliche Fazies der gesamten Kreide repräsentiert der Wiener Sandstein (Karpathensandstein, Flysch, Macigno), ein eisenschüssiger kalkiger Sandstein mit Fucoiden und Inoceramen, der im ganzen alpinen Kreidegebiete eine große Verbreitung besitzt.

Kehren wir zur nördlichen Kreidezone zurück. Von England und Frankreich aus lässt sich dieselbe durch Belgien, Westfalen und das nordwestliche Deutschland verfolgen, hebt sich am Nordabfalle des Riesengebirges in isolierten Partieen aus dem Diluvium und bildet erst wieder in Oberschlesien und Polen, sowie an dem nördlichen Fuße der Karpathen größere Areale. Zwar ist sie unter der ganzen norddeutschen Tiefebene verbreitet, hier aber von mächtigen Tertiär- und Diluvialablagerungen bedeckt, aus welchen sie nur an wenigen Punkten, so bei Lüneburg, auf Rügen und auf Wollin in kleinen, inselförmigen Flecken hervorragt. Südlich von dem Riesengebirge und den Sudeten breitet sie sich als böhmisches Kreidebecken aus und erstreckt sich von hier als Quadersandsteinformation des Elbthales bis jenseits Dresden. Trotz des wahrscheinlichen, wenn auch verborgenen Zusammenhanges aller dieser deutschen Kreidegebiete besitzt doch jedes dieser letzteren eine ganz eigentümliche Fazies, eine Erscheinung, welche darauf beruht, dass einerseits an den verschiedenen Lokalitäten nur einzelne Glieder der gesamten Schichtenreihe zur Ablagerung gelangt sind, andererseits der petrographische Charakter selbst der entsprechenden Gesteinskomplexe ein verschiedenartiger ist, und endlich der organische Habitus nicht überall ganz derselbe bleibt, sondern lokalen Modifikationen unterworfen ist. Es lassen sich folgende Gebiete und zugleich Fazies der Kreide Norddeutschlands und der angrenzenden Landstriche benachbarter Länder unterscheiden, über welche in der Tabelle auf S. 644 und 645 eine vergleichende Übersicht gegeben ist:

1) Das Kreidegebiet von Mastricht und Aachen.*) Hier ist aus-

*) J. Böhm. Der Grünsand von Aachen. Bonn 1885 (mit ausführl. Litteratur). — E. Holzapfel. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1884. S. 454, u. 1885. S. 595.

schließlich das Senon zur Ablagerung gelangt, welches zu unterst aus losen Sanden mit zahlreichen Thonlagen besteht, reich an Landpflanzen (u. a. Credneria), Inoceramus lobatus, Card. pectiniforme. Darüber folgen glaukonitführende Sande des Lousberges und Aachener Waldes mit Actin. quadratus, darauf weiße Kreidemergel mit Bel. mucronata (Schneeberg) und zu oberst Kreidetuff. Letzterer ist angefüllt von Bryozoën, z. B. Eschara, und außerdem reich an echt kretaceïschen Tierresten (S. 660).

2) Das Kreidegebiet Westfalens und des Teutoburger Waldes. In ihm sind sämtliche 5 Stufen der Kreideformation vertreten. Der Teutoburger Wald besteht z. T. aus Sandsteinen des Neocom*), sowie aus dem vollständig entwickelten Gault, z. B. bei Altenbecken**), und cenomanem und turonem Pläner in steiler oder überkippter Stellung, infolge

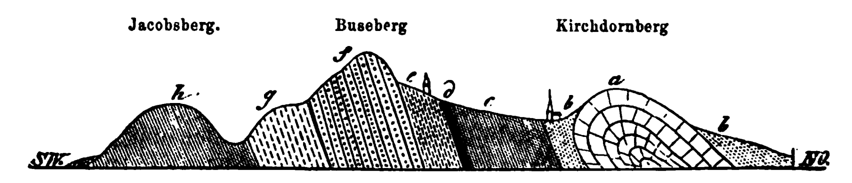


Fig. 446. Profil des Teutoburger Waldes bei Kirchdornberg. Nach *F. Römer*. *a* Muschelkalk; *b* Keuper; *c* Lias; *d* Serpulit; *e* Wealdenthon; *f* Neocomsandstein; *g* Gault; *h* Pläner.

deren sie den zu einem engen Sattel zusammengeschobenen Muschelkalk und Keuper unterteufen (Fig. 446). Auch in der westlichen Fortsetzung des Teutoburger Waldes bei Rheine und in den Bentheimer Bergen tritt die untere Kreide in ähnlicher Ausbildung wie dort aus dem Schwemmlande hervor. Südlich vom Teutoburger Walde, in Westfalen, erlangt die oberkretaceïsche Schichtenreihe eine außerordentlich große Verbreitung und beginnt hier mit dem Essener Grünsande, einer Äquivalentbildung der belgischen Tourtia. Die Gliederung der darauf folgenden Schichtenreihe ist aus der Tabelle S. 644 u. 661 ersichtlich. Nach Schlüter ist die Schichtengruppe zwischen dem Cuvieri-Pläner und den Quadratenschichten, die eine bis über 500 m anschwellende Mächtigkeit erreicht, als eine selbständige Etage zu betrachten, und als Emscher Mergel bezeichnet worden. Dieselben sind charakterisiert durch Ammonites Margae, Amm. Texanus, Amm. tricarinatus, Turrilites plicatus, Inoceramus digitatus, Inoc. subcardissoides.

3) Das Kreidegebiet des nordwestlichen Deutschlands (das niedersächsische Kreidegebiet). In meist gleichförmiger Auflagerung auf den obersten Schichten des weißen Jura tritt die Kreideformation in ihren sämtlichen Gliedern vom Neocom und Wealden bis zum Senon entwickelt im

*) O. Weerth. Fauna des Neocomsandsteines im Teutoburger Walde. Pal. Abh Bd. II. Heft 1. Berlin 1884. — F. Römer l. c.

**) C. Schlüter. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1866. S. 53.

nordwestlichen Deutschland auf. (Siehe Tabelle.) Sie erstreckt sich den Fuß der Weserkette und des Deisters entlang nördlich und nordöstlich vom Harz bis in die Gegend von Aschersleben und füllt außerdem einzelne isolierte Mulden aus, so die Hilsmulde und die Kreidemulde von Alfeld. Während an Nordrande des Wesergebirges bis westlich von Hannover nur die untersten Glieder der Kreide bekannt sind und nur lokal, so bei Lemförde, von Senonschichten überlagert werden, erscheint die Kreideformation bei Hannover und in ihrer weiteren Verbreitung gegen Osten hin in einzelnen isolierten, oder nur durch die untersten Schichten der Gesamtformation verbundenen Mulden, in welchen die sämtlichen Glieder der Formation entwickelt sind, so bei Ahlten, Peine, Braunschweig, ebenso auch in der lang ausgedehnten Mulde zwischen Hornburg und Aschersleben, wo jedoch der petrographische Charakter der Formation durch das Auftreten von Sandsteinen an Stelle der im übrigen nordwestlichen Deutschland vorherrschend thonigen und mergeligen Gebilde in ganz eigentümlicher Weise beeinflusst wird.*)

Interessant sind die kleinen Kreideschollen des Ohmgebirges nördlich von Stadt Worbis.**) Sie lagern direkt auf der Trias auf, bestehen aus 10 m mächtigen Grünsanden der Tourtia und 15 bis 18 m mächtigem Pläner mit Ammonites varians, sind also cenoman, haben früher mit den niedersächsischen Kreideablagerungen in Zusammenhang gestanden und sind der allgemeinen Erosion und Abtragung entgangen.

4) Das Gebiet der baltischen Kreide, welches die isolierten Aufschlusspunkte dieser Formation auf Wollin, Rügen, in der Provinz Preußen, auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden umfasst, wo ausschließlich die obersten Stufen der Kreide und zwar zum großen Teile in Gestalt steile Abstürze bildender, weißer Schreibkreide zur Ablagerung gelangt sind. Die Schreibkreide von Rügen gehört dem Senon, die schwefelkies- und feuersteinreiche Kreide von Wollin mit Holaster planus und Inoceramus Brongniarti dem Turon (Scaphitenpläner) an.***) In Pommern stellen sich nach Dames†) im Liegenden des dortigen Senons Schichten des Turons, Cenomans und Gaults, letztere mit Belemnites minimus ein. In Mecklenburg treten an zahlreichen isolierten Punkten cenomane und turone Pläner sowie oberturone und senone Feuerstein-Kreidekalke zu Tage.††) Auf Seeland wird die Schreibkreide von den bereits erwähnten Korallen-

*) Beyrich. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. I. 1849. S. 329. u. Bd. III. 1851. S. 368 u. 572. — Dames. ebend. 1880. S. 685.

**) K. von Seebach. Nachr. v. d. k. Gesellsch. d. Wiss. z. Göttingen. 1868. S. 130. Ferner: Sekt. Worbis d. geol. Spez.-Karte v. Preußen.

***) G. Behrens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1878. S. 229.

†) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 978.

††) E. Geinitz. Die Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 38.

schließlich das Senon zur Ablagerung gelangt, welches zu unterst aus losen Sanden mit zahlreichen Thonlagen besteht, reich an Landpflanzen (u. a. Credneria), Inoceramus lobatus, Card. pectiniforme. Darüber folgen glaukonitführende Sande des Lousberges und Aachener Waldes mit Actin. quadratus, darauf weiße Kreidemergel mit Bel. mucronata (Schneeberg) und zu oberst Kreidetuff. Letzterer ist angefüllt von Bryozoën, z. B. Eschara, und außerdem reich an echt kretaceïschen Tierresten (S. 660).

2) Das Kreidegebiet Westfalens und des Teutoburger Waldes. In ihm sind sämtliche 5 Stufen der Kreideformation vertreten. Der Teutoburger Wald besteht z. T. aus Sandsteinen des Neocom*), sowie aus dem vollständig entwickelten Gault, z. B. bei Altenbecken**), und cenomanem und turonem Pläner in steiler oder überkippter Stellung, infolge

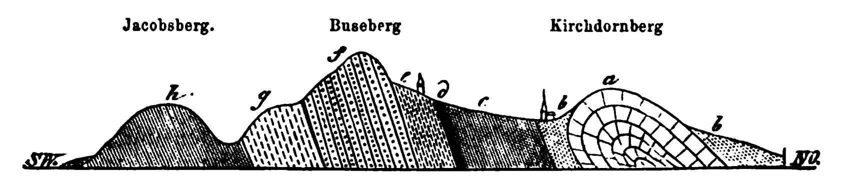


Fig. 446. Profil des Teutoburger Waldes bei Kirchdornberg. Nach *F. Römer*.
a Muschelkalk; *b* Keuper; *c* Lias; *d* Serpulit; *e* Wealdenthon; *f* Neocomsandstein; *g* Gault; *h* Pläner.

deren sie den zu einem engen Sattel zusammengeschobenen Muschelkalk und Keuper unterteufen (Fig. 446). Auch in der westlichen Fortsetzung des Teutoburger Waldes bei Rheine und in den Bentheimer Bergen tritt die untere Kreide in ähnlicher Ausbildung wie dort aus dem Schwemmlande hervor. Südlich vom Teutoburger Walde, in Westfalen, erlangt die oberkretaceïsche Schichtenreihe eine außerordentlich große Verbreitung und beginnt hier mit dem Essener Grünsande, einer Äquivalentbildung der belgischen Tourtia. Die Gliederung der darauf folgenden Schichtenreihe ist aus der Tabelle S. 644 u. 661 ersichtlich. Nach Schlüter ist die Schichtengruppe zwischen dem Cuvieri-Pläner und den Quadratenschichten, die eine bis über 500 m anschwellende Mächtigkeit erreicht, als eine selbständige Etage zu betrachten, und als Emscher Mergel bezeichnet worden. Dieselben sind charakterisiert durch Ammonites Margae, Amm. Texanus, Amm. tricarinatus, Turrilites plicatus, Inoceramus digitatus, Inoc. subcardissoides.

3) Das Kreidegebiet des nordwestlichen Deutschlands (das niedersächsische Kreidegebiet). In meist gleichförmiger Auflagerung auf den obersten Schichten des weißen Jura tritt die Kreideformation in ihren sämtlichen Gliedern vom Neocom und Wealden bis zum Senon entwickelt im

*) O. Weerth. Fauna des Neocomsandsteines im Teutoburger Walde. Pal. Abh. Bd. II. Heft 1. Berlin 1884. — F. Römer l. c.

**) C. Schlüter. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1866. S. 53.

nordwestlichen Deutschland auf. (Siehe Tabelle.) Sie erstreckt sich den Fuß der Weserkette und des Deisters entlang nördlich und nordöstlich vom Harz bis in die Gegend von Aschersleben und füllt außerdem einzelne isolierte Mulden aus, so die Hilsmulde und die Kreidemulde von Alfeld. Während an Nordrande des Wesergebirges bis westlich von Hannover nur die untersten Glieder der Kreide bekannt sind und nur lokal, so bei Lemförde, von Senonschichten überlagert werden, erscheint die Kreideformation bei Hannover und in ihrer weiteren Verbreitung gegen Osten hin in einzelnen isolierten, oder nur durch die untersten Schichten der Gesamtformation verbundenen Mulden, in welchen die sämtlichen Glieder der Formation entwickelt sind, so bei Ahlten, Peine, Braunschweig, ebenso auch in der lang ausgedehnten Mulde zwischen Hornburg und Aschersleben, wo jedoch der petrographische Charakter der Formation durch das Auftreten von Sandsteinen an Stelle der im übrigen nordwestlichen Deutschland vorherrschend thonigen und mergeligen Gebilde in ganz eigentümlicher Weise beeinflusst wird.*)

Interessant sind die kleinen Kreideschollen des Ohmgebirges nördlich von Stadt Worbis.**) Sie lagern direkt auf der Trias auf, bestehen aus 10 m mächtigen Grünsanden der Tourtia und 15 bis 18 m mächtigem Pläner mit Ammonites varians, sind also cenoman, haben früher mit den niedersächsischen Kreideablagerungen in Zusammenhang gestanden und sind der allgemeinen Erosion und Abtragung entgangen.

4) Das Gebiet der baltischen Kreide, welches die isolierten Aufschlusspunkte dieser Formation auf Wollin, Rügen, in der Provinz Preußen, auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden umfasst, wo ausschließlich die obersten Stufen der Kreide und zwar zum großen Teile in Gestalt steile Abstürze bildender, weißer Schreibkreide zur Ablagerung gelangt sind. Die Schreibkreide von Rügen gehört dem Senon, die schwefelkies- und feuersteinreiche Kreide von Wollin mit Holaster planus und Inoceramus Brongniarti dem Turon (Scaphitenpläner) an.***) In Pommern stellen sich nach Dames†) im Liegenden des dortigen Senons Schichten des Turons, Cenomans und Gaults, letztere mit Belemnites minimus ein. In Mecklenburg treten an zahlreichen isolierten Punkten cenomane und turone Pläner sowie oberturone und senone Feuerstein-Kreidekalke zu Tage.††) Auf Seeland wird die Schreibkreide von den bereits erwähnten Korallen-

*) Beyrich. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. I. 1849. S. 329. u. Bd. III. 1851. S. 368 u. 572. — Dames. ebend. 1880. S. 685.

**) K. von Seebach. Nachr. v. d. k. Gesellsch. d. Wiss. z. Göttingen. 1868. S. 130. Ferner: Sekt. Worbis d. geol. Spez.-Karte v. Preußen.

***) G. Behrens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1878. S. 229.

†) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 978.

††) E. Geinitz. Die Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 38.

kalken von Faxe bedeckt. Nach **Schlüter** und **Lundgren***) gliedert sich die baltische Kreideformation wie folgt:

5) zu oberst Saltholmskalk mit Ananchytes sulcatus } Danien;
4) Faxekalk mit Dromien }
3) Köpinger Sandstein und Tullstroper Kreide mit Bel. mucronata;
2) Trümmerkalk (Gruskalk) von Ignaberga und Balsberg mit Bel. subventricosus;
1) Kreide (Grünsand) von Bornholm mit Bel. Westfalicus (den Emscher Mergeln entsprechend), sowie Schichten mit Bel. quadrata v. Eriksdal, zu unterst mit Bel. vera (Kullemölla).

5) Das Gebiet des **mitteldeutschen Quaders**. Ihm gehören die kretaceïschen Formationen Sachsens, Böhmens und der Umgebung von Löwenberg in Niederschlesien, sowie der Gegend von Regensburg und Passau an. Dieselben repräsentieren, ähnlich wie in Westfalen, nur die drei oberen Etagen der Kreide, sind jedoch, namentlich was ihren Gesteinscharakter

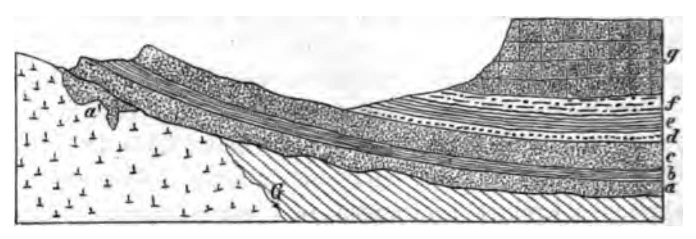


Fig. 447. Profil durch die sächsische Quader-(Kreide-)Formation. Nach *Geinitz* und *Gümbel*.

g Oberer Quadersandstein } Oberquader, Senon.
f Baculitenschichten (oberer Plänermergel) }
e Strehlener Pläner } Mittelquader, Turon.
d Copitzer Grünsandstein }
c Mittlerer Quadersandstein und mittlerer Pläner }
b Unterer Pläner und Serpulasand } Unterquader, Cenoman.
a Unterer Quadersandstein }
a' Pflanzenführende Schichten und Muschelbreccie }
G Grundgebirge.

betrifft, von jenen vollkommen verschieden ausgebildet. Es beruht dies vorzüglich auf der enormen Entwickelung des Quadersandsteines, welcher u. a. die bekannten Felspartieen der sächsisch-böhmischen Schweiz, des lausitzer Gebirges, von Adersbach und Weckelsdorf, die Heuscheuer zusammensetzt. Die Kreideablagerungen der genannten Territorien beginnen nach **Geinitz**, **Gümbel**, **Fritsch** u. a. mit einer Süßwasserbildung, welche die vorhandenen Unebenheiten und Klüfte des Untergrundes ausfüllt und deshalb nur lokal auftritt (z. B. die pflanzenführenden Schichten von Niederschöna und Perutz). Auf sie folgt der **untere Quadersandstein**, überlagert von dem **unteren Pläner** (die Korycaner Schichten Böhmens), sämtlich Äquivalentgebilde des Cenomans; darüber der Komplex des **Mittelpläners**

*) **Schlüter**. N. Jahrb. 1870. S. 930. — **Lundgren**. Lunds Univ. Arsskr. XX. 1885.

(z. T. als sandige Schichten entwickelt und dann Mittelquader genannt; Malnitzer und Weißenberger Schichten Böhmens) und der obere Pläner (Strehlener Pläner), welche sich als Turon erwiesen haben. Nach Geinitz u. a. wird das Senon zu unterst von Baculitenmergeln und darüber vom oberem Quadersandstein gebildet, der u. a. die gewaltigsten Felsen der sächsischen Schweiz, sowie den Gipfel des Schneeberges zusammensetzt. Die böhmischen Geologen hingegen stellen den oberen Quader (Iser-Schichten) an die Basis des Senons, die Teplitzer und Priesener Pläner (mit Bac. Faujasi, Micr. breviporus) als oberstes Untersenon in dessen Hangendes.

6) Das Kreidegebiet Oberschlesiens, der Nordkarpathen und Polens. In dem äußersten Osten Deutschlands und den angrenzenden Teilen Polens, Mährens und Galiziens hat die Kreideformation eine sehr bedeutende Verbreitung und begreift in Übereinstimmung mit denen des nordwestlichen Deutschlands und im Gegensatze zu den dazwischen liegenden sächsisch-böhmischen Ablagerungen die sämtlichen Glieder der Gesamtformation vom Neocom bis zum Senon. Das Neocom und der Gault sind innerhalb der Nordkarpathen, Cenoman und Turon in der Umgegend von Oppeln und Leobschütz in Oberschlesien, die senonen Gebilde vorzugsweise in Polen, weniger deutlich bei Oppeln zur Entwickelung gelangt. Das Neocom wird durch ein mächtiges Schichtensystem von Mergeln, Schiefern und Kalksteinen repräsentiert, welches das Hügelland der Umgebung von Teschen zusammensetzt. Zum Gault rechnet man die Pterophyllum, Zamites, Sequoia führenden, sowie an Crioceras und Ancyloceras reichen Wernsdorfer Schichten nebst den Belemnites minimus führenden Sandsteinen des Godula-Berges, welche die Zone südlich von dem Teschener Neocom bilden. Das Cenoman ist durch Sandsteine mit Protocardia Hillana und Exogyra columba bei Leobschütz und durch sandige Kalke bei Oppeln und Leobschütz, das Turon durch die Kreidemergel von Oppeln vertreten, während das Senon, abgesehen von versteinerungsarmen Sandsteinen nahe der letztgenannten Stadt, auf der Ostseite des polnischen Jurazuges eine große Verbreitung findet.

Kurz mag schließlich noch die Bemerkung Platz finden, dass die Kreideformation auf dem nordamerikanischen Kontinente ganz außerordentlich große Areale bedeckt. Eine Zone derselben zieht sich in einer Breite von 2 bis 6 deutschen Meilen, freilich an vielen Stellen durch Überlagerungen von jüngeren Gebilden unterbrochen, von der Stadt New-York aus durch die flachen Küstenstriche von New-Jersey, Delaware, Virginia und die beiden Carolinas, wendet sich dann an dem südlichen Ende des Alleghanysystemes durch Georgia und Alabama und breitet sich in dem Mississippithale zu einer weiten flachen Bucht aus, welche in nördlicher Richtung bis an den Zusammenfluss des Ohio und Mississippi reicht und

einen großen Teil der Staaten Texas, Louisiana, Tennessee und Kentucky umfasst. Dieses gewaltige Kreideterritorium verschwindet jedoch im Vergleiche mit der Kreidezone, welche sich von Mexiko aus, den Ostabfall der Rocky Mountains entlang, über die Quellen des Mississippi bis nach der arktischen See erstreckt und eine Anzahl reicher Fundstellen von Landpflanzen, Reptilien und Vögeln aufzuweisen hat. Ihr parallel läuft am Gestade des stillen Ozeanes ein drittes Band kretaceïscher Gebilde. Am genauesten ist die Kreide von Texas (durch F. Römer) und von New-Jersey untersucht und mit der europäischen verglichen worden. Der paläontologische Gesamtcharakter der letzteren besitzt eine überraschende Ähnlichkeit mit dem des Senons von Mastricht und Aachen, indem beide etwa 40 Arten tierischer Reste gemeinsam haben und außerdem noch einige andere Spezies durch nah verwandte Formen vertreten sind.*) Ältere Kreidegebilde, als senone, sind an der atlantischen Küste nicht bekannt. Die texanische Kreide gehört dem oberen Turon an und nähert sich durch ihren Reichtum an Hippuriten, Orbitulinen und Nerineen dem europäischen alpinen Habitus.

Aus der oberkretaceïschen Schichtenreihe der Halbinsel Noursoak in Nordgrönland ist von Heer eine Flora beschrieben worden, deren vertikale Verteilung darauf schließen lässt, dass in den arktischen Gegenden ebenso wie in Zentraleuropa (siehe S. 638 u. 655) das Auftreten der Angiospermen, also der Umschwung des mesozoischen Charakters der Pflanzenwelt in den känozoischen, erst in die zweite Hälfte der Kreide fällt. Ferner sind, wie in der oberen Kreide Deutschlands, so auch in der Grönlands die Laubbäume schon bei ihrem ersten Erscheinen durch sehr verschiedene Typen repräsentiert und gehören z. B. den Geschlechtern Populus, Ficus, Sassafras, Credneria und Magnolia an. Aus der unteren Kreide Nordgrönlands führt Heer 30 Farne, 9 Cycadeen und 17 Coniferen auf, welche auf ein Klima hinweisen, wie es heute in Egypten und auf den kanarischen Inseln herrscht.

Lagerungsverhältnisse der Kreide. Die Schichten der Kreideformation nehmen in dem bei weitem größten Teile ihrer Verbreitungsgebiete noch ihre ursprüngliche Lagerungsform ein. In diesem Falle dehnen sie sich horizontal aus, senken sich sanft nach einer Richtung oder bilden flache Mulden in gleichförmiger oder diskordanter Lagerung auf dem Jura oder noch älteren Schichten. Beispiele für derartige Lagerungsverhältnisse liefert das Senon von New-Jersey, welches dem Auge fast vollkommen horizontal gerichtet erscheint, ferner der Quadersandstein und Pläner Sachsens, welche ganz flach geneigt sind, während bei Alfeld in Hannover, bei Löwenberg in Schlesien, in dem nördlichen Kreidebecken von Frankreich und England

*) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1870. S. 191.

ausgezeichnete Muldenbildungen bekannt sind. An noch anderen Punkten, so bei Lüneburg, lagern sich die Schichten der Kreide mantelförmig um einen Kern von älteren Gesteinen, in diesem Falle Trias, von welchem sie allseitig flach nach außen abfallen. Hingegen sind großartige Störungen der kretaceïschen Schichtenreihe, infolge deren sie geknickt, zerrissen oder

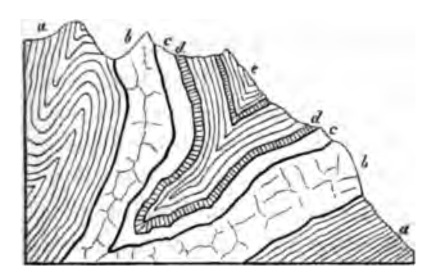


Fig. 448. Profil an der Kessler Alp in den bayerischen Alpen. Nach *Gümbel*.
a Neocom; *b* Schrattenkalk; *c* Gault; *d* Sewenkalk; *e* Sewenschiefer.

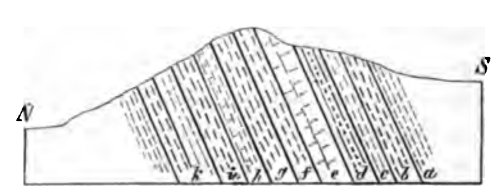


Fig. 449. Profil durch die überkippten Kreide und Jura-Schichten des Langenberges bei Goslar. Nach *Heinrich Credner*.

k Hilsthon, *i* Hilskonglomerat } Untere Kreide.
hgf Oberster Kimmeridge, *e* Pteroceras-Schicht, *dc* Unterster Kimmeridge, *ba* Oxford } Weißer Jura.

überkippt erscheint, überall dort anzutreffen, wo sie an den gebirgsbildenden Faltungen teilzunehmen gezwungen worden ist. So wurden die Kreideschichten der Pyrenäen und Karpathen, namentlich aber der Alpen den kompliziertesten Windungen, Faltungen und Überschiebungen unterworfen (siehe Fig. 44 u. 45, S. 185, ferner Fig. 448).

Auch am nordöstlichen Rande des Harzgebirges, dessen letzte Hebungsakte in den Beginn der Tertiärperiode fallen, wiederholen sich ähnliche Erscheinungen. In dem Landstriche zwischen Harzburg und Goslar hat eine vollkommene Überkippung der Schichten des Trias, des Jura und der Kreide vom Buntsandstein bis zum obersten Senon stattgefunden, so dass die jüngere Kreide den älteren Jura unterteuft, und die unterste Kreide, der Hils, von dem obersten weißen Jura überlagert wird, — eine Überstürzung, welche am Langenberge, dessen Profil in Fig. 449 gegeben ist, beobachtet werden kann. Überraschend ist es, dass ganz analoge Überkippungen der Kreide auch in verhältnismäßig flacheren Teilen Deutschlands vor sich gegangen sind. So überlagern im Teutoburger Walde und an dessen südlichem Fuße Wealden und Hils vollkommen gleichförmig die

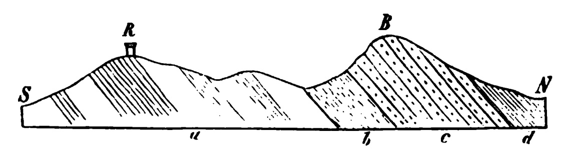


Fig. 450. Profil durch die überkippten Kreideschichten südlich vom Teutoburger Walde. Nach *Heinrich Credner*.
B Barenberg; *R* Ravensberg; *a* Turon; *b* Gault; *c* Neocomsandstein; *d* Wealdenthon und Wealdensandstein.

obere Kreide (Fig. 450) und Muschelkalk, Keuper, Lias und Serpulit wiederum die ersteren (vergl. Fig. 446).

Die z. T. imposanten und bizarren Biegungen, Zerreißungen und Überschiebungen der Schreibkreide der dänischen Insel Moen, ferner auf Rügen und Wollin sind auf Druckwirkungen des skandinavischen Inlandeises während der Glazialperiode zurückzuführen.*)

Eruptivgesteine und Ganggebilde im Gebiete der Kreide. Eruptivgesteine sind der großen Mehrzahl der Kreideterritorien fremd, gleichalterige Einlagerungen von solchen in den oben beschriebenen Arealen ganz unbekannt. Wo glutflüssige Gesteinsmassen die Schichten der Kreide durchbrochen haben, fiel ihre Eruption in spätere Zeitalter, also namentlich in die Tertiärperiode und gehören der Gruppe der Basalte an. Basalt bildet z. B. eine Anzahl Kuppen in dem Quadersandsteingebiete der sächsischen Schweiz, des lausitzer Gebirges (wo der Quadersandstein im Kontakte mit dem Basalte gefrittet und säulenförmig abgesondert erscheint), des nördlichen Böhmens, sowie Niederschlesiens. Der Schauplatz einer sehr bedeutenden vulkanischen Thätigkeit war das Neocom-Territorium, welches das Hügelland am Nordabfalle der Karpathen bildet. Dasselbe wird von zahllosen Stöcken und Gängen von grobkrystallinischem bis fast aphanitischem Teschenit durchsetzt,**) welche, zum Teil dicht aneinander gedrängt, eine langgezogene, von SW nach NO streichende, also der Richtung der Nordkarpathen parallele Kette bilden. Überall zeigt sich der Einfluss ihres ursprünglich glutflüssigen Zustandes auf das Nebengestein in der ausgezeichnetsten Weise: die Neocomschiefer sind in gebänderten Jaspis verwandelt, die Kalksteine sind marmorähnlich geworden, der Sandstein ist weiß und hart gebrannt und säulig zerklüftet, kurz alle Erscheinungen der Kontaktmetamorphose haben sich eingestellt.

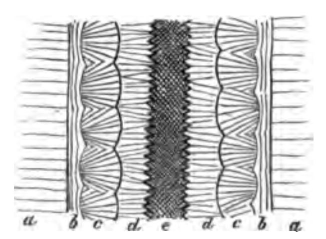


Fig. 451. Asphaltgang im Gault von Bentheim. Nach *Heinrich Credner*. *a* Schieferthon des Gaults; *b* Lettiger Asphalt; *c* Radialstrahliger Schwefelkies; *d* blätterig stengeliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen; *e* reiner Asphalt.

Gänge von abbauwürdigen Mineralsubstanzen sind im allgemeinen Seltenheiten im Gebiete kretaceïscher Formationen. So treten z. B. bei Stadthagen in Westfalen eine Anzahl wenig mächtiger Gänge, welche Bleiglanz und Blende führen, in den Plänerkalken der oberen Kreide, ferner in den dem Gault angehörigen sandigen Schieferthonen der an Holland grenzenden Gegend von Bentheim mehrere Asphaltgänge auf, welche letztere in ausgedehntem Maße abgebaut werden. Sie durchsetzen die flach gegen

*) F. Johnstrup. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1874. S. 533. Vergl. Diluvium.

**) Rohrbach. Tscherm. min. u. petrogr. Mitt. VII. 1885. S. 1.

Süd fallenden Schieferthone in rechtem Winkel auf deren Streichen, stehen saiger, erreichen gegen 1 m Mächtigkeit und sind zum größten Teile von einem pechschwarzen, stark glänzenden Asphalt und neben diesem von blätterig-strähligem Kalkspat, Schwefelkies und einzelnen Fragmenten des Nebengesteines ausgefüllt. Die einzelnen Bestandteile dieser Gangmasse sind sehr gewöhnlich bandartig angeordnet und wiederholen sich, wie in Fig. 451 dargestellt, symmetrisch von jedem Salbande aus.*)

In Westfalen werden die Mucronatenmergel des Senons der Gegend zwischen Lippe und Münster einerseits und Werne und Stromberg andererseits von Gangzügen von Strontianit durchschwärmt. Diese Gänge streichen meist NW — SO, erreichen 1,5 — 2 m Maximalmächtigkeit und führen außer Strontianit noch Kalkspat, Schwefelkies und Nebengesteinsfragmente.**)

Rückblick auf die Entwickelung des organischen Lebens während der mesozoischen Zeitalter.

Im Anschlusse an die S. 408 und 534 gegebene Übersicht der Faunen und Floren der paläozoischen Perioden.

Das organische Leben auf Erden schreitet stufenweise vorwärts auf der Bahn der Vervollkommnung. Aus seinen sehr geringen, unbedeutenden Anfängen, die uns aus den der Silurperiode vorangehenden Zeiten überliefert worden sind, entwickelt sich die Tier- und Pflanzenfülle der paläozoischen Erde, jener Reichtum an fremdartigen Gestalten, welcher namentlich auf der üppigen Entfaltung der Gefäßkryptogamen, der Zoantharia rugosa, der Blastoideen und Cystideen, der Brachiopoden, Nautileen, Trilobiten und heterocerkalen Ganoidfische beruht. Auch diese Fauna und Flora macht einer anderen Platz, deren Gesamtcharakter dem Ziele der fortschreitenden Entwickelung des irdischen Organismus um eine bedeutende Stufe näher steht. Allmählich verschwinden, wie S. 535 gezeigt, die Hauptvertreter des paläozoischen Lebens, eine neue organische Welt stellt sich ein, verdrängt nach und nach die noch übrigen Repräsentanten des Altertums der Erde, verbreitet sich auf dieser und dominiert endlich in den Wassern und auf dem Festlande, — es ist die Fauna und Flora der mesozoischen Zeitalter.

An Stelle der paläozoischen Dschungeln von Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren treten ausgedehnte Waldungen von zuerst rein tropischen, später subtropischen Coniferen, zwischen welchen zahlreiche und

---

*) Heinrich Credner. XI. Jahresber. d. naturhist. Gesellsch. Hannover. 1860 u. 1861. S. 31.

**) P. Menzel. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 125. — E. Venator. Berg.- u. Hütt. Zeitung. 1882. No. 1, 2 u. 3.

riesige Vertreter der neuen Gattung Equisetum wuchern; die Cycadeen erreichen das Maximum ihrer Entwickelung, neue Farne stellen sich ein und endlich erscheinen auch die ersten Repräsentanten der Angiospermen in den verhältnismäßig sparsamen Blättern der Credneria, Salix, Acer, Quercus, Sassafras u. a. Sie sind die vereinzelten Vorläufer der Pflanzengruppe, welche, in späteren Perioden an Formenreichtum immer mehr zunehmend und Coniferen und Cycadeen zurückdrängend, drei Viertel der Flora unserer Zeit ausmacht. Konnte man die paläozoische Erde als Reich der niedrigsten, aber zugleich riesigsten Pflanzen, der Gefäßkryptogamen bezeichnen, so ist die mesozoische Ära das Zeitalter der viel höher stehenden Gymnospermen. Gleichwie sich aber neben ersteren bereits die Vorläufer der mesozoischen Flora zeigen, so stellen sich auch schon am Ende der mesozoischen Periode Vorläufer der höchst entwickelten angiospermen Pflanzenwelt ein, die erst in den känozoischen Zeitaltern die Herrschaft erlangt.

Ähnlich wie die Pflanzenwelt, so erfuhr auch der Gesamtcharakter der Tierwelt während der mesozoischen Periode eine Neugestaltung. Das Aussterben der paläozoischen Typen ist an oben zitierter Stelle genügend betont, — für sie treten neue Formen ein. Jetzt erst erscheinen die modernen riffbauenden Korallen, die Zoantharia perforata und eporosa, sowie die Euechiniden, um von da an bis in unsere Zeit fortzuleben. Statt der Brachiopoden und Nautileen, welche bisher durch ihren Formenreichtum und die Menge der Individuen den wesentlichsten Einfluss auf den organischen Gesamtcharakter ausgeübt hatten, entfalten sich die Zweischaler, Ammoneen (mit gegen 4000 Arten) und Belemniten, und nehmen den maßgebenden Rang jener ein. Unter den Crustaceen erscheinen neben zahlreichen Macruren die echten Krabben, die sämtlichen Familien der Insekten stellen ihre Vertreter. Die heterocerkalen Ganoiden, von welchen aus dem Zeitalter ihrer Hauptentwickelung noch einige Nachzügler in den Beginn der mesozoischen Periode reichen, sterben bald vollkommen aus, für sie treten homocerkale Ganoiden ein, welche im Verlaufe der mesozoischen Zeitalter das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen und dann ebenfalls allmählich zu der Seltenheit und der Formenarmut der Jetztzeit herabsinken. Neben ihnen erscheinen die ersten echten Haie, die Squalodonten, sowie die Knochenfische, und mit ihnen die Vorläufer des heute bei weitem vorwaltenden Typus der neuen Fischwelt. Die Labyrinthodonten produzieren im Beginne der neuen Ära Riesengestalten, jedoch um bald zu verschwinden, und machen den höher organisierten Reptilien, den Enaliosauriern, Pterosauriern, Dinosauriern, echten Gavialen, Krokodilen und Schildkröten Platz. Dass die Mitte der mesozoischen Zeitalter besonders für diese Reptilien geeignet war, zeigt sich nicht nur in der Häufigkeit, sondern auch in der Riesenhaftigkeit ihrer Repräsentanten, welche die Größe ihrer heutigen

Nachkommen um mehr als das Doppelte übertreffen können. Ganz analog dem sporadischen Auftreten der ersten Angiospermen neben den damals herrschenden gymnospermen Coniferen und Cycadeen erstehen in der mesozoischen Periode, also während der Herrschaft der Reptilien, die ersten Warmblüter in vereinzelten Vögeln und Beuteltieren, um sich später im Verein mit den damals noch so sparsamen Angiospermen, sowie mit den ebenfalls erst am Schlusse der mesozoischen Ära erscheinenden Knochenfischen zu den Hauptelementen einer neuen organischen Welt, der känozoischen, emporzuschwingen.

Alle diese Erscheinungen sind Fingerzeige über die Länge der Zeiträume, welche die Entfaltung und Ausbreitung der Organismen in Anspruch nahm, Hinweise auf die lange Dauer der einzelnen Perioden der Erdgeschichte, Beweise der allmählichen Entwickelung und Herausbildung der Floren und Faunen, welche sich in fast zahllosem Wechsel abgelöst haben.

D. Die känozoische Formationsgruppe.

Die känozoische Schichtenreihe zerfällt in die Tertiärformation und die Quartärformation, letztere bestehend aus Diluvium und Alluvium.

Das Tertiär.

Charakter der Tertiärperiode im Anschlusse an die Rückblicke auf S. 534 und 673. Im Verlaufe der Tertiärperiode erlangte die Erdoberfläche allmählich und im wesentlichen ihre heutige Konfiguration und die Fauna und Flora einen Gesamtcharakter, der sich auf das innigste an die Jetztwelt anschließt. Diese Umgestaltung der gesamten irdischen Verhältnisse findet in folgenden Erscheinungen ihren Ausdruck:

1) **in fortwährenden Verschiebungen der Grenzen zwischen Festland und Meer** infolge säkularer Hebungen und Senkungen der Kontinente. Im Beginn der Tertiärzeit besaßen die heutigen Kontinente bei weitem nicht die Ausdehnung wie jetzt, vielmehr waren bedeutende Striche derselben noch vom Meere bedeckt, und tiefe Buchten und schmale Meeresarme erstreckten sich weit in ihr Inneres und zerteilten dieselben in Inseln und Halbinseln. Im Verlauf der tertiären Zeiträume fanden langsame Hebungen statt, infolge deren flache Küstenstriche über den Meeresspiegel gehoben, seichte Buchten und Kanäle trocken gelegt, tiefere zu Binnenmeeren umgewandelt, frühere Inseln durch Tiefebenen verbunden wurden und andere an Umfang wuchsen, während zugleich neue Inseln aus dem Meere auftauchten und früher zusammenhängende Ozeane durch Dämme von Festland getrennt wurden. In den Depressionen des jungen Festlandes sammelten sich die atmosphärischen Wasser an und bildeten Süßwasserseen.

Auch die umgekehrte Bewegung, Senkung, fand in größerem Maßstabe, z. B. im Bereiche der gesamten nordeuropäischen Tiefebene statt, um dann wiederum Hebungen Platz zu machen. Aus diesen Oszillationen der Kontinente gingen allmählich die jetzigen horizontalen Konturen derselben hervor, zugleich aber bedingten sie die für die tertiäre Schichtenreihe so charakteristische Wechsellagerung von marinen, brackischen und Süßwassergebilden, sowie (ganz abgesehen von den gleichzeitigen, tief eingreifenden klimatischen Veränderungen) fortwährende Wanderungen der Floren und Faunen nach Wohnstätten, in welchen sie die Möglichkeit einer Existenz vorfanden.

2) **in der Entstehung der heutigen Hochgebirge.** Der Hauptfaltungsakt der Mehrzahl der höchsten Gebirge, so der Pyrenäen, Alpen, Karpathen, des Himalayâ und der Cordilleren fällt in die Tertiärperiode. Schichten, welche der ersten Hälfte dieses Zeitalters ihre Ablagerung verdanken, sehen wir hier heute z. B. in den Diablerets in Wallis und im Mont Perdu in den Pyrenäen über 3000, in manchen Gipfeln des Himalaya über 5000 m hoch emporgedrängt. Die Entstehung solch gewaltiger Gesteinswälle spiegelte sich, ganz abgesehen von der allgemeinen Veränderung der vertikalen Konturen der Kontinente, in der Herausbildung neuer Flusssysteme, in der Beeinflussung der klimatischen und meteorologischen Verhältnisse und dadurch der Faunen und Floren wieder.

3) **in der Herausbildung der Klimazonen.** In den älteren Perioden der Entwickelungsgeschichte unseres Planeten herrschte auf Erden von den Polen bis zum Äquator ein gleichmäßiges warmes Klima: die Riesenformen der karbonischen Flora schossen in den nördlichen Breiten ebenso üppig hervor wie in südlichen, die paläozoischen Faunen gediehen in polaren Meeren ebenso wie unter den Tropen. Nach und nach aber machten sich klimatische Unterschiede auf der Erdoberfläche mehr und mehr bemerkbar, um sich allmählich zu Klimazonen in unserem heutigen Sinne heraus zu bilden. Der Beginn dieses Vorganges fällt wohl schon in ältere Perioden, jedenfalls lassen sich in der Jura- und Kreidezeit Andeutungen klimatischer, von der Entfernung vom Äquator bedingter Verschiedenheiten in dem Hervortreten einer südlichen und nördlichen Fazies der Faunen beobachten (siehe S. 626 und 643). In der Tertiärperiode prägt sich diese zonenweise Sonderung der Klimata weiter und bestimmter aus, um allmählich zu dem heutigen Standpunkte der klimatischen Verhältnisse zu gelangen. Diese Vorgänge finden ihren unzweideutigen Ausdruck in der Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt. Die während der ganzen Tertiärperiode stattfindende fortwährende und allmähliche Abnahme der Wärme und damit in Verbindung stehende Bewegung der Isothermen nach dem Äquator zu hatte nämlich zur Folge, dass sich auch die Floren allmählich nach ihren jetzigen Verbreitungsgebieten zurückzogen, dass also ein nach dem Äquator gerichtetes Zurückweichen der bis dahin auch in nördlichen Breiten gedeihenden

Formen stattfand. Das Resultat dieser Erscheinung ist, dass z. B. in Zentraleuropa auf die tropische und subtropische, indisch-australische Flora des Beginnes der Tertiärzeit (des Eocäns und Oligocäns) die subtropische, mittelamerikanische Flora des Miocäns und auf diese die gemäßigte mediterraneïsche Flora des jüngsten Tertiärs, des Pliocäns, folgte, dass also die Floren ein und derselben Tertiärablagerung allmählich ihren anfänglich tropischen Charakter verlieren und den eines gemäßigten Klimas annehmen. Innerhalb der tertiären Schichtenreihen finden wir deshalb einen zwiefachen schrittweisen Übergang von tropischen durch subtropische bis zu gemäßigten Formen, nämlich einmal in erdperipherischer Richtung vom Äquator nach den Polen zu, und einen zweiten in vertikaler Richtung von den ältesten nach den jüngsten Schichten zu.

Bei den an den Boden gefesselten Pflanzen geben sich die Wirkungen klimatischer Veränderungen durchgreifender und augenfälliger zu erkennen, als bei der Tierwelt, jedoch finden sie auch in dieser und zwar namentlich in der Aufeinanderfolge der Meeresfaunen ihren unzweideutigen Ausdruck. So enthalten, um nur ein einziges Beispiel anzuführen, die untersten Ablagerungen des englischen Tertiärbeckens, die Londonthone, die Fauna tropischer und subtropischer Meere, seine obersten Schichten der Mehrzahl nach die Mollusken der England bespülenden See, anfänglich noch mit denen südlicher Breiten gemischt, später dieselben ganz verdrängend, — eine Erscheinung, die sich überall da, wo die tertiäre Schichtenreihe vollständig entwickelt ist, wiederholt.

4) **in dem vollständigen Aussterben vieler Tier- und Pflanzenformen und dem Zurücktreten anderer**, welche bis dahin als wesentliche Glieder der früheren organischen Welt charakteristisch für verflossene Perioden waren. Mit dem Beginn der Tertiärzeit verschwinden von der Weltbühne die Inoceramen und Exogyren (so massenhaft in Jura und Kreide verbreitet), die Hippuriten (felsbildend in der Kreide), die Nerineen (ganze Bänke der Juraformation anfüllend), die Ammoniten und Belemniten (die verbreitetsten Formen des Jura und der Kreide), die Turriliten, Scaphiten, Baculiten und die übrigen Nebenformen der Ammoniten (so charakteristisch für die Kreide), endlich die mesozoischen Dinosaurier, Meeressaurier und Flugsaurier. Andere Tier- und Pflanzentypen treten mit Beginn der Tertiärperiode mehr und mehr in den Hintergrund, bis sie allmählich auf die verhältnismäßige Seltenheit in der Jetztwelt herabsinken. Hierher gehören namentlich die Cycadeen, die tropischen Coniferen, die Crinoideen, viele Molluskengeschlechter (vorzüglich Trigonia) und die Ganoidfische.

5) **in der grofsartigen Entfaltung von Tier- und Pflanzentypen, deren erstes Auftreten in mesozoische Perioden fällt**, so der Angiospermen, also Laubhölzer, von denen wir die ersten Spuren in der oberen Kreide fanden, und der Palmen, der Batrachier, Squaliden und Knochenfische; endlich

und zwar namentlich der Säugetiere. In ihrem und der Laubhölzer massenhaften Auftreten liegt einer der wesentlichsten Charaktere der Tertiärperiode. Die ältesten uns bekannten Reste der Säugethiere stammen aus der obersten Trias und gehören einem Beuteltiere an; in Dogger und weißem Jura wiederholen sich ähnliche vereinzelte Vorkommnisse dieser niedrigsten Säugetiere, aber erst im unteren Tertiär beginnt sich eine größere Mannigfaltigkeit und Reichhaltigkeit innerhalb dieser Tierklasse zu zeigen; ihm gehören die ersten Vertreter der höher stehenden, vollkommen entwickelte Junge zur Welt bringenden Säugetiere (Placentalia) an. Als die wichtigsten derselben sind für die älteste Tertiärzeit Anoplotherium und Palaeotherium zu nennen. In ihnen finden sich gewisse Eigenthümlichkeiten der Wiederkäuer und Dickhäuter, als deren Stammformen sie demnach gelten müssen, noch vereint. Zu ihnen gesellen sich einige Raubtiere, Nager, Insektenfresser und Fledermäuse, sowie vereinzelte Affen, im Westen Nordamerikas aber das riesige Loxolophodon und Dinoceras.

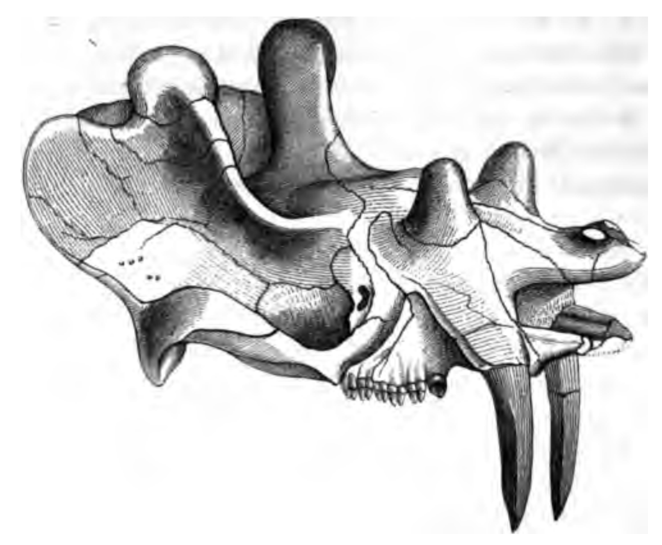


Fig. 452. Schädel von Dinoceras mirabile Marsh.

Diese trugen drei Paare seltsam gestalteter Hörner, während Rumpf und Beine vollkommen elefantenartig erscheinen, aber dennoch in einzelnen wichtigen Teilen des Skeletts so auffällig an Tapir und Rhinoceros erinnern, dass ihnen eine Vermittelungsstelle zwischen den unpaarzehigen Dickhäutern und den Elephanten eingeräumt werden muss. Sie sind die Ahnen der jungtertiären Dinotherien, Mastodonten und echten Elefanten. Von Wiederkäuern, Schweinen, Nashörnern, Pferden und Flusspferden finden sich im älteren Tertiär noch keine Spuren. Sie tauchen erst im jüngeren Tertiär

auf, für dessen Säugetierfauna das Rhinoceros, die Vorfahren des Pferdes (Anchitherium und Hipparion), Mastodon, Dinotherium, Elephas, Hirsche, Antilopen, Gazellen charakteristisch sind, zu denen sich am Ende der Tertiärzeit zahlreiche Bären, Hunde und Katzen, sowie verschiedene Affen (Hylobates, Dryopithecus, Semnopithecus) gesellen.

6) **in dem allmählichen Erscheinen einer immer größeren Anzahl den heutigen nahe stehender und endlich mit ihnen identischer Molluskenarten,** demzufolge die Zahl der im Tertiär vertretenen, jetzt noch lebenden Spezies in den jüngeren Tertiärablagerungen mehr und mehr wächst. So nimmt man von der Molluskenfauna der Miocänformation (das Tertiär zerfällt in Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän) an, dass sie 10—40 Prozent, von dem älteren Pliocän, dass es 40—60, von dem jüngsten Pliocän, dass es 60—90 Prozent noch lebende Molluskenarten enthalte.

Fasst man die oben beschriebenen Erscheinungen kurz zusammen, so gelangt man zu folgender **Charakteristik der Tertiärperiode:** Die Tertiärperiode ist das Zeitalter, in welchem Palmen, Laubhölzer und Säugetiere, und neben ihnen die Zweischaler und Gastropoden zu einer großartigen Entfaltung gelangen; infolge der allmählichen Herausbildung von Klimazonen macht sich eine zonenweise, von der Entfernung vom Äquator abhängige Sonderung der Organismen bemerkbar; unter den verschiedenartigen klimatischen Einflüssen, die durch Entstehung von Hochgebirgen noch komplizierter werden, bilden sich innerhalb der Meere und deren Buchten die mannigfaltigsten Lokalfaunen aus. Ähnliches ist auf dem Festlande und in den süßen Gewässern der Fall. Die klimatischen Verhältnisse nähern sich mehr und mehr denen unserer Zeit, Hand in Hand damit geht das Auftreten einer immer größer werdenden Anzahl von Tier- und Pflanzenformen, welche mit denen der Jetztzeit identisch sind. Die Mannigfaltigkeit der irdischen Verhältnisse und des organischen Lebens während der Tertiärperiode ist größer, als in irgend einem der vorhergehenden Zeitalter, und repräsentiert die letzte Stufe der Erdentwickelung vor ihrem Eintritt in die Jetztzeit.

Der Vollzug aller dieser Vorgänge während der Tertiärperiode, wahrscheinlich kaum intensiver, als die Veränderungen innerhalb jetziger und früherer Zeitalter, ist recht dazu geeignet, uns die G r ö ß e d e s Z e i t r a u m e s, welchen die Erdentwickelung in Anspruch nahm, vor Augen zu führen. Ganze Faunen und Floren sind innerhalb dieser einen Periode von anderen verdrängt worden, Hochgebirge sind entstanden, aus Inselgruppen sind Kontinente geworden, und doch sind diese Prozesse augenscheinlich so langsam vor sich gegangen, wie heute, wo uns die augenblickliche Erscheinungsweise der Erdoberfläche starr und stabil erscheint. Und diese Tertiärperiode füllt nur das letzte Blatt der Erdgeschichte, soweit sich diese vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat.

Die Schichtenreihe des Tertiärs in allgemein gültiger Weise zu gliedern, die einzelnen Unterabteilungen entfernter Tertiärareale miteinander zu parallelisieren und für sie charakteristische Merkmale aufzustellen, hat ungemeine Schwierigkeiten. Man denke sich einen Teil der jetzigen Meere durch Hebungen trocken gelegt, ihren Zusammenhang durch jüngere Ablagerungen verdeckt oder durch Abschwemmung zerschnitten, einen Teil dieses jungen Festlandes zu Gebirgen gehoben, anderes in seiner ursprünglichen Lagerung erhalten, — welche Anhaltspunkte würde ein Geolog der Zukunft haben, um die Gleichalterigkeit der Sedimente des Roten und des Mittelländischen Meeres, des Stillen Ozeans und des Golfes von Mexiko beweisen zu können? In der Übereinstimmung der Bewohner dieser Gewässer würde er sie, trotzdem die letzteren oft nur durch wenige Meilen Festland von einander getrennt sind, nicht finden. Die Ablagerungen aus der Tertiärperiode umschließen aber die Beweise einer mehrmaligen Umgestaltung der Faunen jedes Meeres, der Floren jedes Kontinentes und oft in jedem verschieden von dem anderen, so dass sich die Verhältnisse zu außerordentlich schwierigen gestalten, besonders wenn man noch in Betracht zieht, dass der durch die Verschiebung der Isothermen bedingten Wanderung der Organismen wegen gleiche organische Tertiärreste führende Ablagerungen weit voneinander entfernter Breiten verschiedenen Alters sein müssen. Die einzige Möglichkeit der Feststellung des größeren oder geringeren Alters tertiärer Ablagerungen und dadurch ihrer Äquivalenz beruht auf der Vergleichung ihrer Faunen mit denen der benachbarten Meere, als deren Rückstände sie zu betrachten sind und mit denen sie um so mehr Arten gemeinschaftlich führen werden, je jünger sie sind, während umgekehrt größere Unähnlichkeit und (beim Tertiär unserer Breiten) sich mehrende tropische Charakterzüge für größeres Alter sprechen. Man hat früher geglaubt, in der Molluskenfauna des Eocäns 3, des Miocäns 19, des Pliocäns 52 Prozent noch lebender Arten zu erkennen, Verhältniszahlen, welche infolge jedes neuen Fundes schwanken und wegen der Schwierigkeit der Identifizierung der Spezies und der Unbestimmtheit des Speziesbegriffes unsicher bleiben mussten. Nach neueren Vergleichen haben sich jene Werte dahin umgeändert, dass im Eocän noch keine, im Miocän 10—40, im Pliocän 40—90 Prozent jetzt noch lebender Molluskenarten auftreten. Es hat sich nach den Untersuchungen Beyrich's als Notwendigkeit herausgestellt, zwischen Eocän und Miocän noch eine selbständige Stufe zu unterscheiden, welche derselbe als Oligocän bezeichnete. Demnach zerfällt das Tertiär von oben nach unten in folgende vier Abteilungen:

4) Pliocän }
3) Miocän } auch neogenes Tertiär oder Jungtertiär genannt,
2) Oligocän }
1) Eocän } als Alttertiär bezeichnet.

Wir werden jede dieser Gruppen für sich betrachten und, da eine Generalisierung nicht wohl möglich ist, von den zahlreichen lokalen, jedesmal nur auf gewisse Gebiete beschränkten Ausbildungsweisen einige typische Beispiele kurz beschreiben.

Das Alttertiär.

Die Eocänformation.

<table>
<tr><th colspan="2">Das Eocän Südenglands</th><th>Das Eocän des Seinebeckens</th><th>Das Eocän Belgiens</th></tr>
<tr><td colspan="2">Barton clay and sand</td><td>Calcaire de St. Ouen. Sables moyens de Beauchamp</td><td>Système Wemmelien</td></tr>
<tr><td colspan="2">Bagshot and Bracklesham sands</td><td>Calcaire grossier (Pariser Grobkalk)</td><td>Syst. Laékenien
Syst. Bruxellien</td></tr>
<tr><td colspan="2">London clay and Bognor beds</td><td>Sables nummulitiques de Cuise</td><td>Syst. Paniselien
Syst. Yprésien</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Paleocän</td><td>Woolwich and Reading beds = Plastic clay</td><td>Argile plastique et lignite du Soissonnais</td><td>Syst. Landenien</td></tr>
<tr><td>Thanet sands</td><td>Sables de Bracheux, Marnes strontianifères de Meudon</td><td>Syst. Heersien</td></tr>
</table>

Die Eocänformation im südlichen England. Die tertiäre Schichtenreihe Englands beginnt mit:

1) Thanetsanden, kiesigen Sanden und untergeordneten Sandsteinen, welche den Boden der Kreidemulde, in der sich das Tertiär ab-



Fig. 453. Melania inquinata Desh.



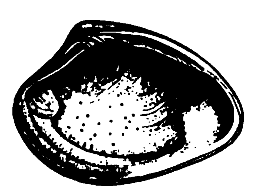


Fig. 454. Cyrena cuneiformis Sow.

lagerte, lokal bedecken. Mit mariner Fauna (Fusus, Scalaria, Nucula, Ostrea). Auf sie oder, wo sie fehlen, direkt auf die weiße Kreide folgt

2) die Woolwich and Reading Series, ein etwa 30 m mächtiger Komplex von meist dunkelen, zum Teil bunten plastischen Thonen, wechsellagernd mit weißen Sanden und Feuersteinkies, welche sich durch das Auftreten von untergeordneten Braunkohlen und das Vorkommen von Cyrenen, Cerithien, Melanien, Melanopsis und Paludina als eine wenigstens teilweise fluviatile und brackische Bil-

dung zu erkennen giebt. Die beiden häufigsten Conchylien sind: Cyrena cuneiformis Sow. und Melania inquinata Desh. (Fig. 453 und 454).

Diese beiden unteren Komplexe des Eocäns sind von Schimper, v. Koenen und englischen Geologen von letzterem abgetrennt und als selbständige Stufe »Paleocän« aufgefasst worden.

3) Der London-Thon, gegen 200 m mächtig, einförmig zähe, graue oder braune Thone mit Septarien, welche sehr reich an organischen Resten sind. An seiner Basis die Oldhaven-Beds (Feuerstein-Kiese). Die Blätter und Früchte einer Anzahl tropischer Pflanzen, die Reste von Krokodilen, Schildkröten, Vögeln (diese bei Odontopteryx mit knöchernen Zähnen) und Säugetieren (Coryphodon, ein Tapir, Didelphis, eine Beutelratte) weisen darauf hin, dass sich die London-Thone in der Nähe von Festland abgelagert



Fig. 455. Nucula amygdaloides Sow.

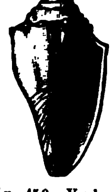


Fig. 456. Voluta nodosa Sow.

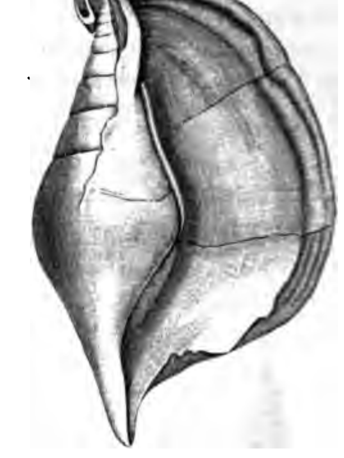


Fig. 457. Rostellaria macroptera Brand.



Fig. 458. Aturia zickzack Sow.

haben müssen, welchem die genannten organischen Reste durch Flüsse entführt worden sind. Neben ihnen finden sich zahlreiche Arten von Conus, Voluta, Cypraea, Nucula, Aturia, welche ebenso wie jene für ein damals herrschendes tropisches Klima sprechen. Einige charakteristische Formen sind: Nucula amygdaloides Sow., Voluta nodosa Sow., Rostellaria macroptera Brand, Aturia zickzack Sow. (Fig. 455—458).

4) Bagshot- and Bracklesham-sand. Auf die London-Thone folgen in der Nähe der englischen Hauptstadt bis gegen 200 m mächtige gelbe, unfruchtbare Quarzsande (Bagshotsande), auf welche ein glaukonitischer sandiger Schieferletten aufgelagert ist. Während die ersteren fast vollkommen versteinerungsleer sind, führen die Grünsande neben den Resten von Gavialen und Schildkröten sowie Fischzähnen zahlreiche Indi-

viduen von Venericardia planicosta (Fig. 459), Ostrea flabellula und Corbula striata. Weiter südlich sind diese mittleren Bagshotsande, die dort Braklesham-beds genannt werden, sehr reich an organischen Resten, welche

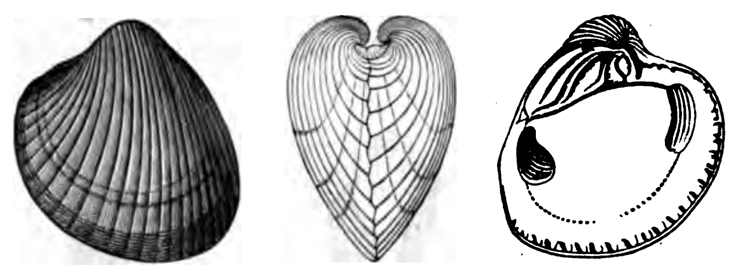


Fig. 459. Venericardia planicosta Lam.

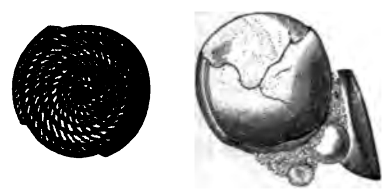


Fig. 460. Nummulites laevigatus Lam.



Fig. 461. Carcharodon angustidens Ag.

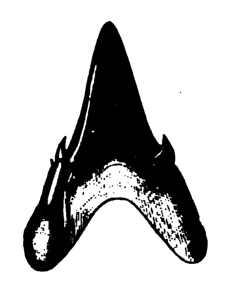


Fig. 462. Otodus obliquus Ag.

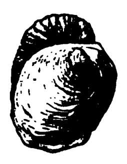


Fig. 463. Chama squamosa Eichw.



Fig. 464. Cardita sulcata Brug.

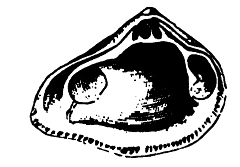


Fig. 465. Crassatella sulcata Sow.

deren Äquivalenz mit dem Pariser Grobkalke beweisen und bei Besprechung dieses letzteren zum Teil abgebildet werden sollen, so Cerithium

giganteum Lam., Murex asper, Conus deperditus, Cypraea inflata, Voluta crenulata, Turritella imbricata, Turritella terebellata, Venericardia planicosta (Fig. 459), Pectunculus pulvinatus, Turbinolia sulcata, Nummulites laevigatus (Fig. 460) u. a.

5) Barton-Thon und -Sand; bis 120 m mächtige, dunkele, sandige Thone mit Sphärosideritnieren, sowie mit Nummulites variolarius Lam.,



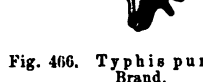


Fig. 466. Typhis pungens Brand.



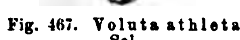


Fig. 467. Voluta athleta Sol.



Fig. 468. Terebellum fusiforme Lam.

Numm. planulatus, Chama squamosa Eichw., Cardita sulcata Brug., Crassatella sulcata Sow., Typhis pungens Brand, Voluta athleta Sol., Terebellum fusiforme Lam. (Fig. 463—468).

Die Eocänformation des pariser Beckens. Die hierher gehörigen Tertiärablagerungen bestehen aus einem Komplex von abwechselnden brackischen und Süßwassersedimenten und füllen, überlagert von den jüngeren Tertiärgebilden, ein flaches tellerförmiges Becken aus, welches von der obersten Kreide geformt wird und in dessen Zentrum Paris liegt. Die Hauptglieder dieser nordfranzösischen eocänen Schichtenreihe sind:

a. Suessonien.

1) untere Sande (Sande von Bracheux). Diese Gruppe beginnt mit den Strontian führenden Mergeln von Meudon, dann weißen Sanden und Mergeln, welche Süßwasserconchylien sowie die Reste von Arctocyon primaevus führen. Auf sie folgen marine, graue, mitunter glaukonitische Sande mit Ostrea bellovacina, Crassatella sulcata, Voluta depressa etc. Beide zusammen sind die Repräsentanten des englischen Thanetsandes.

2) Plastische Thone und Braunkohlen; Sande von Soisson mit Melania inquinata, Cyrena cuneiformis, Ostrea bellovacina (= Woolwich and Reading beds).

3) Sables nummulitiques de Cuise. Die plastischen Thone werden z. B. bei Cuise Lamotte bei Compiègne von glimmerreichen oder glaukonitischen Sanden überlagert, welche stellenweise reich an organischen Resten sind, unter welchen sich Nummulites planulatus Lam., Turritella hybrida, Nerita conoidea Lam. und zu oberst Venericardia planicosta durch ihre Häufigkeit hervorheben.

b. Parisien.

4) **Der Grobkalk von Paris** (Calcaire grossier), eine 20 bis 30 m mächtige Schichtenreihe von sandigen, glaukonitischen oder mergeligen Kalksteinen, welche zu unterst sehr reich sind an Nummulites laevigatus,

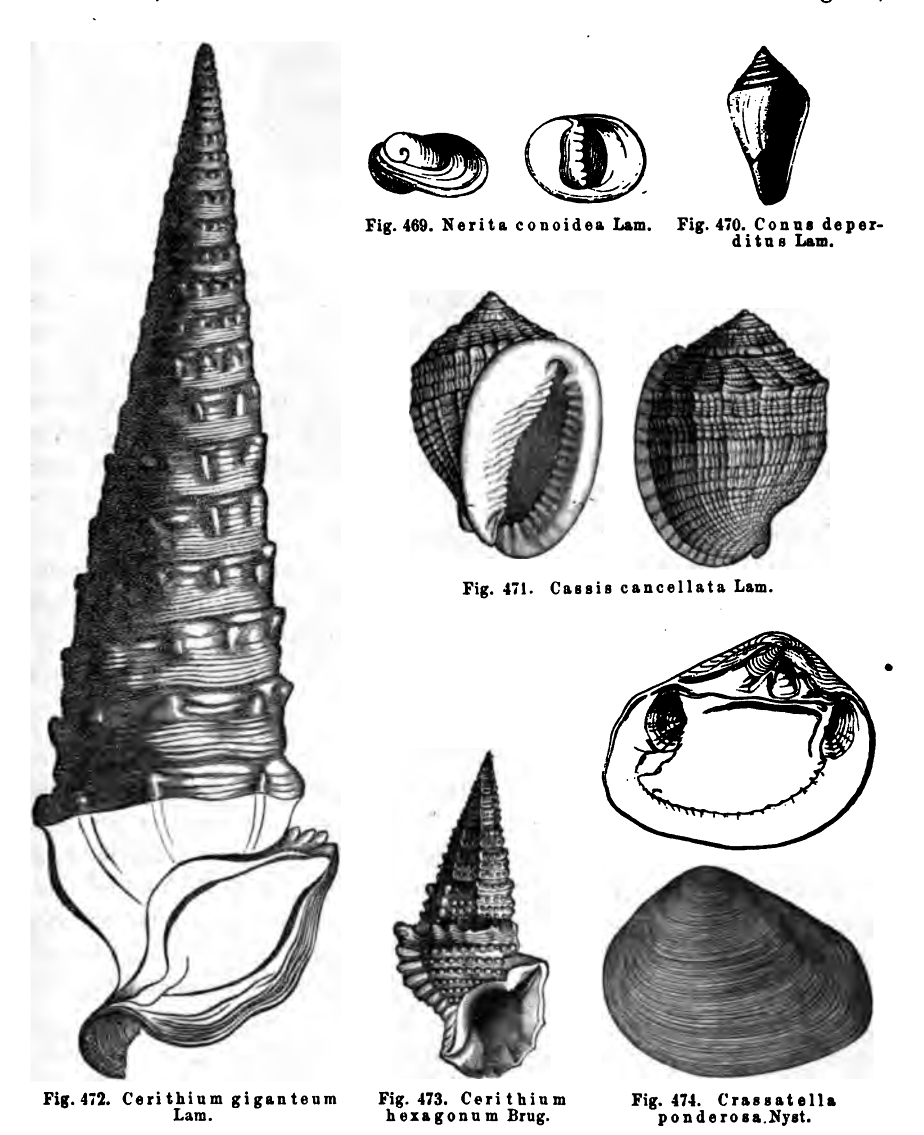


Fig. 469. Nerita conoidea Lam. Fig. 470. Conus deperditus Lam.

Fig. 471. Cassis cancellata Lam.

Fig. 472. Cerithium giganteum Lam. Fig. 473. Cerithium hexagonum Brug. Fig. 474. Crassatella ponderosa. Nyst.

Numm. scaber, Ostrea flabellula und O. multicostata, in den mittleren Regionen vorzüglich häufig folgende Conchylien führen: das bis 0,7 m lange Cerithium giganteum, Turritella imbricataria, Conus deperditus, Cassis can-

cellata, Cerithium hexagonum, Fusus bulbiformis, Chama calcarata, Lucina mutabilis und concentrica, Cardita imbricata, Crassatella ponderosa, Corbis lamellosa. Cardium porulosum, Venericardia planicosta (Fig. 459). Der




Fig. 475. Cardium porulosum Lam.

obere Grobkalk namentlich mit: Cerithium angulosum, interruptum und lapidum, Lucina saxorum und Cardium obliquum. Gewisse Schichten vorzüglich des mittleren Grobkalkes, die Miliolidenkalke, bestehen fast lediglich aus Foraminiferenschalen von etwa Sandkorngröße und liefern einen trefflichen Anhaltspunkt zur Orientierung in dem Tertiär des Seinebeckens. Auch Cerithien, von denen im Pariser Becken über 150 Spezies bekannt sind, können einzelne Schichten des Grobkalkes vollkommen ausfüllen. Zugleich zeigen sich jetzt die ersten Vorläufer der Tapire und tapirartigen Dickhäuter, Lophiodon und Palaeotherium.

5) Mittlerer Meeressand (Sables moyens, grès de Beauchamp). Lichte Quarzsande, in denen außer zahlreichen marinen Mollusken namentlich ein kleiner Nummulit (N. variolarius) häufig ist.

6) Süßwasserkalk von St. Ouen mit Planorbis, Limnaea, Bithynia etc.

Die Eocänformation des Südens.*) In der Kreideformation überraschte uns die Erscheinung, dass deren südliche Verbreitungsgebiete einen von den nördlichen vollkommen verschiedenen Gesamtcharakter besaßen. Ähnliches wiederholt sich in der Eocänformation. War es in der Kreide die merkwürdige Gruppe der Hippuriten, welche jene alpine Fazies bedingte, so ist es in dem Eocän das nicht weniger eigentümliche Geschlecht der Nummuliten, auf deren plötzlichem Auftreten in unermesslichen Scharen der Habitus des südlichen Eocäns beruht. In diesem bilden sie oft fast das ausschließliche Material mächtiger Schichtenkomplexe, welche man als Nummulitenschichten bezeichnet. Auch die petrographischen Eigentümlichkeiten der alpinen Kreide wiederholen sich in dem südlichen untersten

*) Studer. Geologie der Schweiz. Bd. II. Bern u. Zürich 1853. S. 87 u. f. — Gümbel. Geogn. Beschr. des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1861. S. 579 u. f. — F. v. Hauer. Geologie. II. Aufl. 1877. Eocänformation in d. Alpenländern u. in den Karpathenländern. — O. Heer. Urwelt d. Schweiz. 1879. S. 244.

Tertiär, indem in beiden harte, zum Teil krystallinische Kalksteine eine wichtige Rolle spielen, dem Norden hingegen fremd sind.

Diese südliche oder alpine Fazies des Eocäns ist eins der großartigsten geologischen Phänomene. Mächtige Schichtensysteme bestehen zum Teil fast lediglich aus linsen- bis thalergroßen Schalen von Nummuliten, einem Foraminiferen-Geschlechte, welches eine Häufigkeit der Individuen erreicht, für die wir kaum ein Analogon besitzen, um nach kurzem wieder zu verschwinden. Und wie gewaltig war ihr Verbreitungsgebiet! In einer nur wenig unterbrochenen Zone und in größter Gleichförmigkeit ziehen sich die Felsen, welche lokal fast ausschließlich von ihren Schalen aufgebaut sind, von Spanien und Marokko aus, die beiden Seiten des mittelländischen Meeres entlang, durch die ganzen Alpen und Karpathen, durch die Apenninen, Griechenland und die Türkei, durch Ägypten und Kleinasien, durch Persien und Ostindien bis nach China und Japan, kurz von einem bis zum anderen äußersten Ende der alten Welt. An dem Baue der gewaltigsten Gebirge, welche diese trägt, haben sie Teil genommen, sind bei deren Entstehung in ihrer Lagerung so gestört und von gewaltsamen Dislokationen betroffen worden, dass sie sich unter höchst verworrenen Lagerungsverhältnissen in 3000 und mehr Meter Höhe finden.

Die Nummulitenschichten sind größtenteils dichte, zähe, graue, gelbe oder rote Kalksteine, die sich stets durch ihren Reichtum an Nummuliten



Fig. 476. Nummuliten-Kalkstein aus den Pyrenäen mit Längsdurchschnitten von Nummulites Puschi d'Arch.

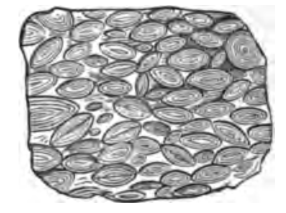


Fig. 477. Nummuliten-Kalkstein aus Ungarn mit Querdurchschnitten von Nummulites scaber Lam.

auszeichnen, ja lediglich zu Aggregaten von millionenweise dicht übereinander liegenden Nummuliten werden. Nicht selten wird die Kalksteinmasse, welche die einzelnen Nummuliten zusammenhält und verkittet, durch Sand vertreten, so dass Nummulitensandsteine entstehen. In ganz ähnlicher Weise stellen sich oolithische Eisenerze ein, so am Kressenberg und bei Sonthofen im südlichen Bayern.

Man kennt eine ziemlich bedeutende Anzahl von Nummulitenarten; die wichtigsten derselben sind: Nummulites laevigatus Lam. (Fig. 460), planulatus Lam., Numm. Puschi d'Arch., Numm. scaber Lam., Numm. Biarritzianus d'Arch., Numm. complanatus Lam., Numm. variolarius Schloth. Außer diesen

Foraminiferen kommen, zum Teil mit ihnen vergesellschaftet, zum Teil auf Schichten, welche mit Nummulitenbänken wechsellagern, beschränkt, eine

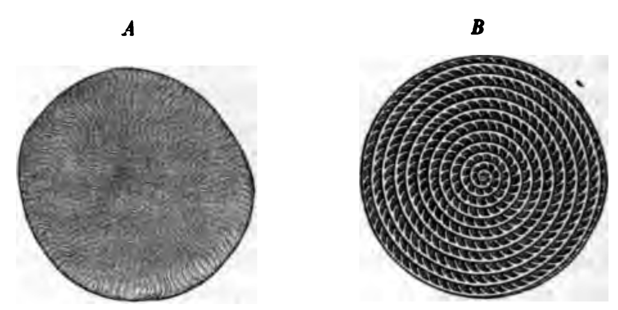


Fig. 478. Nummulites nummularius.
A äußere Ansicht, *B* Horizontaldurchschnitt der Schale.

große Anzahl von solchen Conchiferen und Gastropoden vor, welche ebenfalls aus den eocänen Ablagerungen von England und des Seinebeckens bekannt sind.

Außer durch die eben kurz geschilderten Nummulitenschichten spricht sich die südliche Fazies des Eocäns in noch einer zweiten, eigentümlichen Gesteinsbildung aus, dem Flysch, von welchem S. 665 gezeigt wurde,

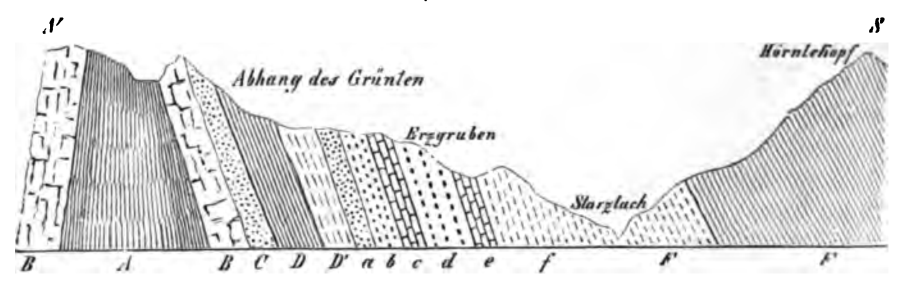


Fig. 479. Profil der Nummulitenformation am Grünten bei Sonthofen in Südbayern. Nach *Gümbel*.

A Unteres Neocom
B Schrattenkalk
C Gaultsandstein
D Seewenkalkstein
D' Seewenmergel
} alpine Kreide.

a Grünsandstein
b Mergelschiefer
c Nummulitenkalkstein
d Mergel mit Eisenerzen
e Quarziger Nummulitenkalk
f Flyschähnliche Nummulitenschichten
F Flysch
} alpines Eocän.

dass seine Bildung bereits in der Kreidezeit begann, der also ein Faziesgebilde teils der Kreideformation, teils des unteren Tertiärs vorstellt, dann mit den Nummulitenkalken eng verknüpft ist und z. B. die versteinerungsreichen Kressenberger Schichten der bayerischen Alpen konkordant überlagert (Fig. 479). Der Flysch ist eine mächtige Schichtengruppe von dunkelfarbigen Schiefern und Sandsteinen, thonigem Kalkstein und Mergelschiefer, welche so reich an Fucoiden (zumal Chondrites intricatus, Chondrites Tar-

gionii, Chondrites furcatus) ist, dass dieselben die Schichtungsflächen dieser Gesteine häufig ganz bedecken. Man nennt sie deshalb auch wohl Fucoidensandsteine. Zu dieser Flyschformation dürften auch die schwarzen Dachschiefer von Glarus zu rechnen sein, welche durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen Knochenfischen berühmt geworden sind. Jedenfalls ist ein mehr als 300 m mächtiges Schichtensystem, welches lokal von Meeresalgen strotzt, aber (abgesehen von den Fischen in den Schiefern von Glarus) kaum eine Spur von animalischen Resten zeigt, unmittelbar zwischen von Tiergehäusen angefüllten Gesteinsbildungen eine wunderbare Erscheinung, welche das Eigentümliche der alpinen Fazies des Eocäns noch erhöht.

Die Oligocänformation.

Die Oligocänformation in Südengland. An die S. 681 beschriebene eocäne Schichtenreihe Englands und zwar speziell an die Bartonthone schließt sich eine fluvio-marine Bildung an, während deren Ablagerung stets Schwankungen des Meeres stattfanden, so dass bald marine, bald brackische, bald Süßwassergebilde zum Absatz gelangten. Sie zerfällt in drei Abteilungen:

1) Das Unteroligocän von Headon, Osborne und Bembridge besteht vorzugsweise aus abwechselnden Süßwasser- und Brackwasserschichten, also Sanden, Mergeln und Thonen mit Arten von Cyrena, Unio, Paludina, Planorbis, Potamides, Cerithium, Melania, Limnaea, Helix und Bulimus. Von diesen können als einige der verbreitetsten und häufigsten





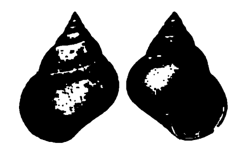




Fig. 480. Planorbis euomphalus Sow. Fig. 481. Paludina orbicularis Sow.

gelten: Planorbis euomphalus Sow. (Fig. 480), Planorbis discus Edw., Cerithium concavum Desh., Paludina orbicularis Sow. (Fig. 481), Melania turritissima Forbes, Limnaea longiscata Brongn., Helix occlusa Edw., Neritina concava Sow. — Zu diesen Mollusken gesellen sich die Reste zahlreicher Wirbeltiere, welche innerhalb der unteroligocänen Schichtenreihe Englands auf zwei Horizonte verteilt sind, deren unterer der Headon-, deren oberer der Bembridge-Series angehört. Sie gehören, abgesehen von verschiedenen Schildkröten, Schlangen und Krokodilen, den Gattungen Anoplotherium und

Das Oligocän

	von England	des Seinebeckens	von Norddeutschland	der Schweiz und Südbayerns	des Mainzer Beckens
Oberes	Lignite and clay of Bovey	Calcaire à hélices; Calcaire de Beauce; Meulières de Montmorency; Marnes d'Etampes	Niederrheinische Braunkohlen. Obere Norddeutsche Braunkohlen. Mergel von Osnabrück und Bünde; Muschelsande von Kassel; Sternberger Kuchen; Mergel von Wiepke; Glimmersande	Untere Braunkohlenbildung (aquitanische Stufe); Cyrenenschichten Südbayerns mit Pechkohlenflötzen (Miesbach), Rote mergelige Molasse des Rigi	Cyrenenmergel
Mittleres	Süßwassergebilde der Hempstead beds (Unteres Miocän, Lyell);	Grès de Fontainebleau; Molasse d'Étrechy; Marnes à Ostrea; Travertin de la Brie; Marnes à Cyrènes.	Septarienthon; Stettiner und Söllinger Sand; (Rupélien)	Untere Meeresmolasse (Tongrische Stufe)	Septarienthon; Meeressande von Weinheim, Alzei, Kreuznach.
Unteres	Bembridge Series; Osborne Series; Headon Series	Gypse du Montmartre; Marnes et sables à Mytilus, à Pholadomya à Lucina et à cérithes	Braunkohlen; Thone von Egeln; Unterste norddeutsche Braunkohlenbildung; Bernstein führende Schichten des Samlandes	Schichten von Häring; Blättersandstein von Reit i. Winkel. Jüngste Nummuliten- und Flyschbildung	
	Anschließlich an das Eocän; siehe Tabelle auf S. 681.				

Palaeotherium an. Es sind dies dieselben Säugetiere, welche sich in dem Gypse des Montmartre so häufig finden, dass die Parallelisierung des letzteren mit der Bembridge-Series vollkommen gerechtfertigt erscheint. Zwischen dieser Schichtenreihe mit Süßwasser- und Landbewohnern treten jedoch gewisse Schichten marinen Ursprungs eingeschaltet auf, deren Fauna mit der des deutschen Unteroligocäns über 20 charakteristische Arten gemein hat, so dass die Äquivalenz der Headon-Bembridge-Series, des Gypses von Montmartre und des deutschen Unteroligocäns gesichert ist.

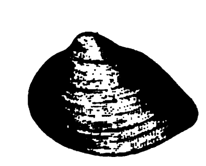




Fig. 482. Cyrena semistriata Desh.



Fig. 483. Cerithium plicatum Brug.

2) Die mittlere Abteilung des englischen Oligocäns, die Hempstead-Series, brackische, etwa 60 m mächtige Thone, Sande und Mergel mit Cyrena semistriata Desh. (Fig. 482), Cerithium plicatum Brug., welche sich ebenfalls in den gleichalterigen Meeressanden von Frankreich (Sable d'Etampes) finden.

3) Eine obere Abteilung des englischen Oligocäns scheint durch die Braunkohlenformation repräsentiert zu werden, welche eine muldenförmige Vertiefung in der Granitregion von Bovey-Tracey in Devonshire ausfüllt. Sie besteht aus einer 100 m mächtigen Schichtenreihe von wechselnden Sanden, Thonen und Braunkohlen und ist außerordentlich reich an wohlerhaltenen Pflanzenresten. Diese gehören vorzugsweise Coniferen, und zwar namentlich dem Genus Sequoia (S. Couttsiae Heer), ferner Palmaciten an; andere Schichten sind voll großer Farnwurzeln, noch andere reich an Dikotyledonen-Blättern (Cinnamomum, Laurus, Quercus, Salix, Ficus u. a.)

Die Oligocänformation im pariser Becken. Im Seinebecken schließt sich an das Eocän (S. 686) folgende oligocäne Schichtenreihe an:

1) Das Hauptglied der französischen Unteroligocänformation ist der Gyps des Montmartre, welcher in Form größerer lentikulärer Einlagerungen eingeschaltet ist zwischen Mergeln mit Mytilus, Pholadomya, Lucina und Cerithium. In ihm kommen sehr zahlreiche Knochen von Säugetieren, Vögeln und Reptilien vor. Fast kein Block wird aus dem Gyps des Montmartre gebrochen, der nicht dergleichen enthielte, meist aber isoliert und zerstreut. nur selten in vollständigen Skeletten. Die Vertreter dieser ersten reicheren Säugetierfauna sind hauptsächlich Vorläufer der Dickhäuter, so Lophiodon, Anoplotherium und Palaeotherium, denen sich eine Anzahl Beuteltiere, Fleischfresser, Nager und Handflügler, Canis, Hyaenodon, Sciurus, Vespertilio zugesellen. Im Vergleiche mit den Säugetieren, welche durch etwa 50 Spezies im Pariser Gypse repräsentiert sind, treten die Vögel (10 Arten) stark zurück. Auf den Schichtungsflächen des dortigen Gypses sind auch die Fußtapfen der meisten dieser Tiere, welche sie im Schlamme der Seeufer hinterlassen, enthalten, so die von Anoplotherium, Palaeotherium, von Land-, Fluss- und Sumpfschildkröten, großen Batrachiern, Krokodilen, Leguanen und Riesenvögeln.

Namentlich weit verbreitet und artenreich sind die beiden Huftiergattungen Palaeotherium und Anoplotherium (Fig. 484 u. 485). Die in ihrer Größe zwischen der eines Hasen und eines Pferdes schwankenden Vertreter des erstgenannten Genus sahen unserem Tapir sehr ähnlich, nur dass die Backzähne denen des Rhinoceros glichen und dass Vorder- und Hinterfüße je drei hufartige Zehen besaßen, während der Tapir am Vorderfuße deren vier trägt. Bei Anoplotherium sind sowohl in der Bezahnung wie im Skelettbau gewisse Merkmale der Wiederkäuer, Dickhäuter und Schweine

gemischt. Recht anschaulich ist dies beim Beine und Fuße, an welchen das Vorhandensein zweier Hufe und das Fehlen des Wadenbeines an die Wiederkäuer, die Proportionen der einzelnen Beinabschnitte, ferner die vollständige Trennung der Mittelfußknochen an die Dickhäuter erinnert. Es sind demnach die Anoplotherien Kollektivtypen und, da neben ihnen weder reine Wiederkäuer noch schweinsartige Dickhäuter im älteren Tertiär

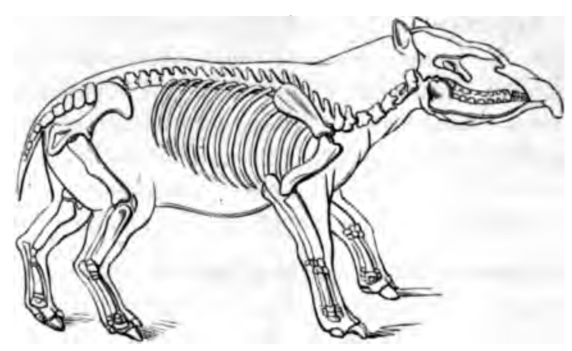


Fig. 484. Palaeotherium magnum.

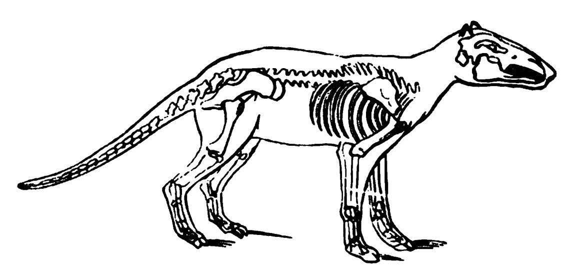


Fig. 485. Anoplotherium commune.

vorkommen, wohl die Stammform dieser Gruppen. Als Zeitgenossen der Palaeotherien und Anoplotherien kennt man noch eine große Anzahl von den Charakter der Wiederkäuer sowohl wie den der Dickhäuter mehr oder weniger deutlich zur Schau tragenden Tieren. Da ihre Nahrung eine rein pflanzliche war, deutet ihre Häufigkeit auf eine damals außerordentlich üppige Vegetation hin.

Auf die gypsführenden Mergel folgen:

2) Cyrenen-Mergel (marnes à cyrènes), neben Cyrenen mit viel Cerithien;

3) Süßwasserkalk von Brie (Travertin moyen), mit Planorbis, Bithynia, Limnaea;

4) Ostreen-Mergel, namentlich mit Ostrea cyathula: darüber die Molasse von Etrechy mit Cerithium plicatum und Cytherea incrassata;

5) der Sandstein von Fontainebleau, pittoreske Felsen bildend, und Sande von Etampes; an der Basis Mergel mit Cerithien, Cytherea, Gasterochaena, Purpura, — dann Sande mit Lucina, Cardita, Cytherea. Darüber:

6) die obere Süßwasserbildung (Meulières de Montmorency, Calcaire de Beauce), welche besteht aus Süßwasserkalken und Quarzen mit Limnaea, Paludina, Planorbis, und in ihrem obersten Horizonte mit zahlreichen Arten von Helix.

Die Oligocänformation in der Schweiz (untere Molassenformation).*) Auf die S. 686 geschilderte eocäne, aus Nummuliten- und Flyschgebilden bestehende Schichtenreihe des nördlichen Alpensaumes folgt eine gewaltige Ablagerung von Sandsteinen und Konglomeraten, die man mit dem Namen Molasse bezeichnet. Sie gehört der Oligocän-, der Miocän- und der Pliocänformation an. An dieser Stelle betrachten wir nur die erstere in kurzen Zügen. Die oligocäne Molasse der Schweiz besteht aus zwei Unterabteilungen:

1) Die untere Meeresmolasse, ein Sandstein, welcher aus Körnern von Quarz, Kieselschiefer und Feldspat und einem feinsandigen, mit Säuren brausenden Mergelzemente, sowie weißen Glimmerschuppen und dunkelgrünen Glaukonitkörnern zusammengesetzt und bankartig geschichtet ist. Er führt, wie die oberen Meeressande von Frankreich, wie die Hempstead-Thone und die norddeutschen mitteloligocänen Bildungen Cyrena semistriata (Fig. 482), Pectunculus obovatus, Ostrea longirostris, Ost. cyathula, Ost. callifera, Cerithium plicatum (Fig. 483), Cerith. elegans, ist demnach ebenfalls mitteloligocän und wird in der Schweiz als tongerische Stufe bezeichnet.

2) Die untere Braunkohlenbildung, aquitanische Stufe der Schweizer. Sie beginnt mit der sogenannten roten Molasse, nämlich bunten, roten Mergeln, welche stellenweise über 300 m mächtig werden und z. B. am Rigi und Hochfurren eine großartige Entwickelung besitzen. Auf sie folgen Sandsteine, Mergel und Nagelfluh, d. h. grobe Konglomerate von eigroßen, vollkommen abgerundeten Geröllen, mit Eindrücken, welche sie sich gegenseitig beigebracht haben. Diese Schichtenreihe führt, so bei Monod und Rivaz im Canton Waadt, am hohen Rohnen, bei Miesbach, Pensberg und am Peißenberg in Südbayern Flötze von Braunkohlen und zwar Pechkohlen, und ist, wie dies Vorkommen, so wie das von Cyrenen-, Corbula-, Paludina- und Melanopsis-Arten, endlich das von eingeschwemmten Säugetierresten beweist, eine Brackwasserbildung.**) Den wesentlichsten Bestandteil

---

*) O. Heer. Urwelt der Schweiz. 1879. S. 293 u. f.

**) C. W. Gümbel. Abriss d. geognost. Verh. d. Tert.-Schichten bei Miesbach. München 1875.

der dortigen Oligocänflora bildeten Cinnamomum, Dryandroides, immergrüne Eichen, Ficus, Alnus, Betula, Juglans, Sequoia, Pinus, Libocedrus, sowie Fächer- und Fiederpalmen.*) Der Gesamtcharakter dieser Flora ist ein ausgesprochen subtropisch-amerikanischer, der, wenn auch modifiziert durch japanesische und australische Formen, an die jetzige Pflanzenwelt Floridas und Louisianas erinnert.

Das Tertiär des Elsass ist auf das Rheinthal und hier wesentlich auf das Oligocän nebst etwas Eocän beschränkt und gehört nach A. Andreae von oben nach unten folgenden Stufen an.**)

Oligocän.

Oberes (etwas brackisch).

? Schichten von Ruffach mit Mytilus Faujasi u. Lebias.

Cyrenenmergel, Egisheim, sowie Meroux, Moval, Fèche l'Eglise etc. bei Belfort; Kolbsheim, Truchtersheim bei Strassburg.

Mittleres (marin).

Septarienthon, Mergel mit Leda Deshayesiana bei Lobsann, Thone mit Ostrea callifera bei Hartmannsweiler etc. Im Ober-Elsass gleichalterige Fischschiefer mit Amphisile Heinrichi Heck. Asphaltkalk von Lobsann mit Anthracotherium alsaticum Cuv.

Meeressand mit Halitherium, Panopaea Héberti Bosq., Cytherea splendida, Pectunculus etc. Stetten, Rötteln in Ober-Baden, Rädersdorf, Dammeskirch, Ob.-Elsass. Zum großen Teil damit gleichalterig die Küstenkonglomerate längs der Vogesen und des Schwarzwaldes.

Unteres (brackisch).

Petrolsandkomplex. Graue Mergel, grünliche Thone, Petrolsande, Blättersandsteine z. T. mit Anodonta Daubreana Schimp. Pechelbronn, Schwabweiler, Unt.-Els., Hirzbach, Ob.-Els.

? Gyps von Zimmersheim (Bamlach, Wasenweiler, Ob.-Baden etc.) und Steinmergel mit Cyrenen (Effringen, Istein in Ob.-Baden, ? Zillisheim im Ober-Elsass etc.).

Eocän.

Oberes (limnisch).

Melanienkalk mit Melania Laurae Math., Megalomastoma mumia Lmk. und Palaeotherium medium Cuv., Brunnstadt, Ob.-Els., Klein-Kembs, Ob.-Baden u. a.; Blättersandstein von Spechbach, Ob.-Els.

Mittleres (limnisch).

Buchsweiler-Kalk mit Lophiodon, Propalaeotherium und Planorbis pseudammonius Schloth., Buchsweiler Dauendorf, Ubstadt, Ob-Baden, Bischenberg etc. am Unterrhein; Hobel unw. Basel.

Außerdem ist das Eocän durch Bohnerze, die durch Absatz aus Mineralquellen entstanden sind, vertreten.

Das Oligocän des Mainzer Beckens findet bei Besprechung der jüngeren Tertiärgebilde im nächsten Abschnitte Berücksichtigung.

---

*) O. Heer. Flora tertiaria Helvetiae. Zürich 1854 bis 1859.

**) A. Andreae. Beitr. z. Kenntnis d. elsäss. Tert. Abh. z. geol. Spezialk. v. Els.-Lothr. Bd. II. 1883.

Die Bohnerzformation des südwestlichen Deutschlands und der angrenzenden Partieen der Schweiz und Frankreichs. Die tertiären Bohnerze sind Absätze von Mineralquellen, treten fast ausschließlich im Gebiete des weißen Jura auf und bestehen aus runden, konzentrisch-schaligen Körnern von unreinem Brauneisenerz, welche in mit Sandschichten wechsellagernden Thonen oft dicht aneinander oder einzeln eingestreut liegen. Diese bohnerzführenden Schichten bedecken zum Teil in bis über 30m mächtigen ausgedehnten Ablagerungen den Boden der Thäler, zum Teil füllen sie kessel- oder schachtartige Vertiefungen, sowie Spalten, Höhlen und Schlünde der den Untergrund bildenden jurassischen Kalksteine aus, deren Wände dann zernagt, von Kieselsäure imprägniert oder von Eisenerz überzogen erscheinen. Die Bohnerze umschließen außer eingeschwemmten organischen Resten älterer Formationen einzelne Skeletteile von Anoplotherium, Palaeotherium, Lophiodon, Hyopotamus, welche mit solchen aus dem Gypse des Montmartre übereinstimmen, also dem Oligocän angehören, während die Reste anderer Bohnerzablagerungen (Mastodon, Rhinoceros, Dinotherium) auf deren miocänes Alter hinweisen. Einige der Hauptfundpunkte dieser Bohnerze sind Kandern im Breisgau, Tuttlingen und Frohnstätten in Württemberg.

Die Oligocänformation in Norddeutschland.*) Die norddeutsche Niederung ist in ihrer ganzen Ausdehnung als ein oberflächlich zum größten Teil von diluvialen und alluvialen Lehmen, Sanden und Geröllen bedecktes Tertiärterritorium zu betrachten, welches nur durch einige kleinere Inseln älterer Gesteine, wie z. B. die des Muschelkalkes von Rüdersdorf, des Gypses von Sperenberg, die der mesozoischen Schichten von Lüneburg und der Odermündungen unterbrochen wird. Andererseits drängen sich vom Südrande dieser ausgedehnten und zusammenhängenden Tertiärbildungen

---

*) H. Girard. Die norddeutsche Ebene. Berlin 1855. — E. Beyrich. Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abh. d. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1856. — Derselbe. Über die Abgrenzung der oligocänen Tertiärzeit. Monatsber. d. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1858. — A. von Koenen. Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Kassel 1868 und 1869. — Derselbe. Über die Parallelisierung des norddeutschen, englischen und französ. Oligocäns. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1867. S. 23. — C. F. Zincken. Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867 und Suppl. 1871. — H. von Dechen. Die nutzb. Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. S. 429 bis 512. — H. von Dechen. Geol. u. Pal. Übersicht der Rheinprov. u. d. Prov. Westf. Bonn 1884. S. 500—710. — H. Crd. Das Oligocän des Leipziger Kreises. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1878. S. 615. — O. Heer. Beitr. z. näh. Kenntn. d. Sächs.-Thür. Braunkohlenflora. Halle 1861. — Derselbe. Über die Braunkohlenpflanzen v. Bornstedt. 1870. — R. Beck. Oligocän v. Mittweida. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1882. S. 735. — O. Weber. Tertiärflora d. niederrhein. Braunk. Palaeontogr. Bd. II. 1851; Bd. IV. 1855, u. a. — P. Friedrich. Tertiärflora der Prov. Sachsen. Abh. z. geol. Sp.-Karte v. Pr. Berlin 1883.

aus eine Anzahl Ausbuchtungen zwischen die südlicheren Gebirge und Höhenzüge. Es sind dies:

1) Die niederrheinische Bucht, welche bis südlich von Bonn in das rheinische Gebirge eingreift, nach Nord und West mit den holländischen und belgischen Tertiärbildungen zusammenhängt und wesentlich aus Braunkohlen führenden Schichten besteht, die jedoch bei Crefeld, Grafenberg u. a. O. von marinem Oligocän unterlagert werden.

2) Die thüringisch-sächsische Bucht, welche zwischen Halle und Wurzen bis weit nach Thüringen in das Gebiet älterer Formationen eindringt, namentlich Braunkohlen führende, aber bis Leipzig auch marine Schichten umschließt.

3) Die niederschlesische Bucht, welche die mit Braunkohlenablagerungen erfüllte Niederung des Odergebietes von Liegnitz und Breslau bis nach Neiße und Oppeln begreift.

Die allgemeine Südgrenze des norddeutschen Tertiärlandes wird zwischen dem Ausgange der niederrheinischen und der thüringisch-sächsischen Bucht durch das weit nach Norden vorspringende westfälische und hannöversche Gebiet jurassischer und kretaceïscher Formationen bogenförmig nach Norden hinaufgedrängt, — von Leipzig an aber verläuft sie in fast vollkommen östlicher Richtung bis zu dem Eingange zur niederschlesischen Bucht. Die Nordgrenze der deutschen Tertiärterritorien wird von der Ostsee, der Nordsee und den jüngsten diluvialen und alluvialen Gebilden verborgen, nach Westen stehen sie mit dem belgisch-holländischen, nach Osten mit dem polnisch-russischen Tertiär in unmittelbarem Zusammenhange.

Die Tertiärgebilde Norddeutschlands sind ausschließlich oligocän und miocän, während eocäne und pliocäne Meeresablagerungen vollständig zu fehlen scheinen. An dieser Stelle beschäftigt uns nur die norddeutsche Oligocänformation. Die hierher gehörigen Schichten sind teils marinen Ursprungs, teils terrestre Gebilde; letztere werden unter dem Namen der norddeutschen Braunkohlenformation zusammengefasst, gehören aber mehreren, durch marine Schichten getrennten geologischen Horizonten an.

a) Die norddeutsche Braunkohlenformation.

Die Gesteine, welche die auf einem Areale von mehreren Tausend Quadratmeilen zur Ablagerung gelangten norddeutschen Braunkohlengebilde zusammensetzen, sind namentlich lose Aufschüttungen von glatten, glänzenden Quarzgeröllen, welche aber auch bisweilen durch kieseliges Bindemittel zu sehr festen Konglomeraten verkittet sind, — Sande von meist farblosen oder weißen Quarzkörnern, Quarzsandsteine und Braunkohlenquarzite, zum Teil in regelmäßigen Bänken, zum Teil in oft lachtergroßen, kugelig, zylindrisch oder unregelmäßig lappig gestalteten

Klumpen (Knollensteine), welche isoliert im losen Braunkohlensande liegen, durch ihr kieseliges Zement eine außerordentliche Festigkeit erlangen und sehr häufig aus krystallinischen Quarzkörnern bestehen; Thone von grauer, oft auch weißer Farbe, oft sehr rein und vollkommen plastisch, oft reich an Pflanzenabdrücken, und endlich Braunkohle. Letztere, deren Ablagerungen eine so außerordentliche Bedeutung auf Norddeutschlands Industrie und Wohlstand geäußert haben, erscheinen in mancherlei Varietäten, so als Pechkohle, holzige und erdige Braunkohle, Moorkohle, Lignit, Papierkohle und endlich als Wachskohle. Letztere, namentlich aus der Gegend von Weißenfels bekannte, als Pyropissit bezeichnete, zur Fabrikation von Paraffin verwendete eigentümliche Varietät ist sehr leicht, schmutzig gelb, erdig und schmilzt am Feuer rasch zu einer pechartigen Masse.

Die Braunkohlen bilden zum Teil unregelmäßig linsenförmige Einlagerungen, welche sich nach kurzem Anhalten allseitig auskeilen, teils weit fortsetzende Flötze, welche oft sehr bedeutende, am Meißner über 30, bei Magdeburg 20, bei Zeitz etwa 14, bei Zittau über 50 und bei Muskau gegen 30 m, sehr gewöhnlich aber 1—3 Lachter Mächtigkeit erreichen, ohne sich jedoch gleich zu bleiben, vielmehr sind Anschwellungen und Verdrückungen häufige Erscheinungen. Nicht selten kommen mehrere Flötze übereinander vor, so bei Riestedt 5, bei Muskau 6, in der Mark 7 u. s. w. Häufig sind Lager von Alaunthon, welcher zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol benutzt wird, mit den Braunkohlenflötzen vergesellschaftet (Schwemsal, Bornstedt, Muskau, Freienwalde, Zittau).

Die Reihenfolge der an dem Aufbau der Braunkohlenformation teilnehmenden Sand-, Kies- und Thonschichten und Braunkohlenflötze ist

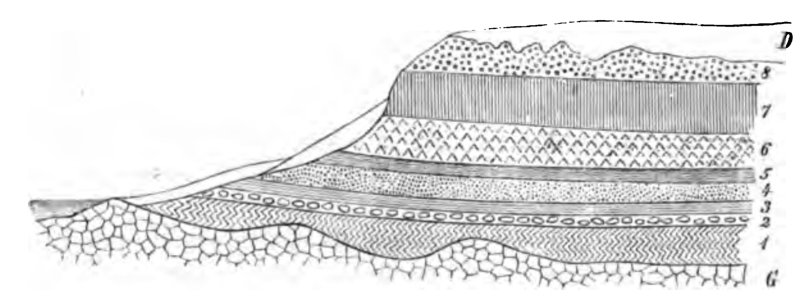


Fig. 486. Profil der Oligocänformation in der Gegend von Halle a. d. Saale. Nach *Laspeyres*.

D Diluvium.
8 Form- oder Glimmersand.
7 Septarienthon.
6 Magdeburger Sand.
5 Oberflötz.
4 Stuben- oder Quarzsand.
3 Unterflötz.
2 Knollensteinzone.
1 Kapselthon.
(5–1: Oligocäne Braunkohlenformation)
G Älteres Gebirge (hier Porphyr).

keine gesetzmäßige; nur für kleinere Areale zeigt sich eine einigermaßen konstante Gliederung. So bildet, um ein Beispiel anzuführen, die

Braunkohlenformation der Gegend von Halle eine im ganzen horizontale, 30 bis 40 m mächtige Decke über den älteren Sedimentärformationen und Porphyren, in welche Bäche und Flüsse ihre jetzigen Thäler eingeschnitten haben, so dass die einzelnen Schichten an den Thalgehängen zu Tage ausgehen. Man hat dort mit Laspeyres*) von unten nach oben gehend, folgende Glieder unterschieden (siehe Profil Fig. 486):

1) Kapselthon, ein weißer oder lichtgrauer plastischer Thon von 10 bis 20 m Mächtigkeit, stellenweise, z. B. unweit Salzmünde, sehr reich an Gypskrystallen.

2) Zone der Knollensteine oder des Braunkohlensandsteines. In einer $^1/_3$ bis 2 m mächtigen, thonig-sandigen Schicht liegen pfund- bis zentnerschwere wulstige, oft sehr bizarr geformte Knollensteine von dichtem oder fein krystallinischem Quarzit. Bei Teuchern kommt in hierhergehörigen Sandsteinen Limulus Decheni Zincken**) vor.

3) Unteres Braunkohlenflötz, durchschnittlich 2 bis 3, jedoch auch bis 6 m mächtig. Durch zwischengelagerte sandige Mittel kann sich dieses Flötz in eine untere Flötzgruppe spalten.

4) Stubensand, ein reiner Quarzsand, zum größten Teil bestehend aus lauter Quarzkryställchen. Durch Imprägnation mit Eisenoxydhydrat, kohlensaurem Kalk und Kieselsäure werden die sonst losen Sande zuweilen in Sandsteine verkittet. Im Mittel 10 bis 12, jedoch z. B. in der Dölauer Haide bei Halle bis über 30 m mächtig. Stellenweise mit Lettenlagen.

5) Oberes Braunkohlenflötz, durchschnittlich 1,5 bis 3, jedoch auch bis 5 m mächtig; meist erdige, schwarzbraune Formkohle.

Auch im nordwestlichen Teile des Königreichs Sachsen beginnt die Braunkohlenformation mit 1) Quarzkiesen und Sanden (lokal mit Alunitkugeln), sowie lichten Thonen, reich an Knollensteinen. Darüber folgen 2) durch Thone und Sande getrennte Braunkohlenflötze, deren unteres mehr als 10 m Mächtigkeit erreicht.

Auf diese Glieder der Halle'schen und Leipziger Braunkohlenformation folgt das marine Mitteloligocän, welches weiter unten beschrieben werden soll.

Das Tiefland Nordostdeutschlands und die mit ihm zusammenhängenden beiden südlichen Buchten müssen während der oligocänen Periode zeitweilig von ausgedehnten Sümpfen und Mooren, sowie von Wasserlachen bedeckt gewesen sein, auf welchen und um welche herum eine üppige subtropische Flora wucherte. Durch allmähliche Trockenlegung dieser Lachen und fortschreitende Ausfüllung derselben von seiten der abgestorbenen

---

*) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1872. S. 285.

**) Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1862. Bd. XIX. S. 329, u. 1863. Bd. XXI. S. 64.

Reste der an Ort und Stelle wachsenden Sumpf- und Moorvegetation, sowie ausgedehnter Waldungen und Dickichte wurde das Material der Braunkohlenflötze Norddeutschlands geliefert. Von Sand- und Thonschichten bedeckt, wurden sie vor dem Wegfaulen bewahrt und durch den bei Abschluss der Luft eintretenden Vermoderungsprozess allmählich in Braunkohle verwandelt.

Das Material der Braunkohlen ist namentlich von den Hölzern von Coniferen, und zwar vorzüglich Cupressineen geliefert worden. So besteht die Hauptmasse fast aller in der Umgebung des Harzes vorkommenden Braunkohlenflötze aus Stämmen von Taxoxylon, derer Schlesiens aus Cupressinoxylum und Taxoxylon, derer des Leipziger Kreises aus Cupressoxylon, Protolarix, Sequoia Couttsiae, neben dieser aber auch aus Palmacites Daemonorhops und einer Betula. Während demnach manche Braunkohlenflötze vorwiegend aus Coniferenhölzern bestehen, sind andere lagenweise von Wasserpflanzen (Salvinia, Trapa) oder von Laubhölzern zusammengesetzt. Auch die Thone und Sandsteine, Schieferthone, welche jene zu begleiten pflegen, herbergen lokal zahlreiche Reste, und zwar vorzugsweise Blätter von Laubhölzern. Unter ihnen sind folgende Geschlechter die häufigsten: Quercus, Laurus, Cinnamomum, Magnolia, Dryandroides, Ficus, Sassafras, Alnus, Acer, Juglans und Betula. Zu ihnen gesellen sich in verschiedenen Sabal- und Flabellaria-Arten eine Anzahl Fächerpalmen und in Phoenicites Cocuspalmen. Besonders charakteristisch ist für die Flora der norddeutschen Braunkohle das Zusammenvorkommen von Coniferen, immergrünen Laubbäumen, Fächer- und Cocuspalmen; sie besaß ungefähr den Habitus der Vegetation Floridas und Louisianas, jedoch sind Anklänge an den indisch-australischen Charakter der Floren früherer Zeitalter nicht zu verkennen.

b) **Die marinen Gebilde.**

Zwischen die terrestre Fazies des Oligocäns, also zwischen die einzelnen Braunkohlenkomplexe, schieben sich infolge säkularer Oszillationen marine Ablagerungen ein. Dieselben gehören dem Unter-, Mittel- und Oberoligocän an.

1) **Das marine Unteroligocän.**

Es sind dies die Sande und Thone, welche bei Latdorf, Egeln, Aschersleben und Helmstedt aufgeschlossen sind, dort den somit ältesten Komplex der terrestren Braunkohlenformation überlagern, lokal Phosphoritknollen führen und als unteroligocäne Ablagerungen von Egeln bezeichnet werden. Sie sind zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten von Meeresbewohnern; einige der bezeichnendsten derselben sind: Ostrea ventilabrum Goldf., Pecten bellicostatus Wood, Spondylus Buchii Phil., Leda perovalis Kön., Astarte Bosqueti Nyst., Arca appendiculata Sow., Cardium Hausmanni Phil., Cytherea Solandri Sow., Cerithium laevum Phil., Pleurotoma Beyrichi Phil., Pleurotoma subconoidea d'Orb., Pleurotoma Bosqueti

Nyst., Buccinum bullatum Phil., Voluta decora Beyr. Zu ihnen gesellen sich zahlreiche, den Geschlechtern Cyathina, Turbinolia, Balanophyllia, Caryophyllia angehörige Einzelkorallen.

In dem Bohrloche der Citadelle Spandow wurden unter dem Mitteloligocän (Stettiner Sand und Septarienthon) in 314 bis 386 m Tiefe unteroligocäne glaukonitische Sande und Thone mit Ostrea ventrilabrum Goldf. erbohrt (Berendt).

Von gleichem, also unteroligocänem (nach Nötling sogar eocänem) Alter ist die bernsteinführende Schichtenreihe des Samlandes bei Königsberg*). Der Bernstein kommt an der Küste Preußens in einer Lage glaukonitischen Sandes regelmäßig und in außerordentlicher Menge verteilt vor. Diese bernsteinführende Schicht (siehe Fig. 487) ist 1,3 bis 1,7 m mächtig, liegt meist noch unter dem Spiegel des Meeres und wird von einem bis 23 m mächtigen, bernsteinarmen Glaukonitsande und dieser von Sanden, Thonen und Braunkohlen überlagert. Die Glaukonite enthalten neben dem Bernstein mit zahlreichen Insekten, Arachnoiden und Myriopoden, eine nicht unbedeutende Menge unteroligocäner Mollusken und eine Echinidenfauna von eocänem Habitus, so dass die über ihnen lagernde Braunkohlenbildung (*d*, *e*, *f*) mit Sequoia, Glyptostrobus, Gardenia, Ficus, Alnus, Cinnamomum u. a. noch dem Unteroligocän angehört. Der Bernstein findet sich im Samlande auf sekundärer Lagerstätte und ist im Anfange der Oligocänperiode durch das Meer angeschwemmt worden. Dieses Harz stammt nach Conwentz von einer Fichte Picea succinifera ab, welche einen großen Teil des nördlichen Europa, namentlich von Skandinavien bedeckt haben muss.

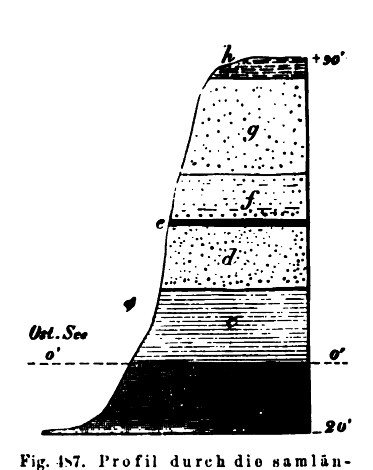


Fig. 487. Profil durch die samländische Bernsteinformation bei Gr. Hubniken. Nach *Runge*.

h Humus.
g Diluvium.
f Gestreifter Sand, *e* Braunkohle, *d* Weißer Sand } Braunkohlenformation.
c Triebsand u. grüne Mauer, *b* Blaue Bernsteinerde, *a* Wilde Erde } Bernsteinführende Glaukonitformation.
o' Ostseespiegel.

*) Zaddach. Das Tertiärgebirge des Samlandes. Schrift. d. phys.-ök. Gesellsch. Königsberg 1868. — Derselbe. Das Vorkommen des Bernsteins etc. Königsberg 1869. — Berendt. Die Bernsteinablagerungen und ihre Gewinnung. Ebendort 1869. — Runge. Das Tertiärgebirge des Samlandes. N. Jahrb. f. Min. 1868. S. 769. — Jentzsch. Beitr. z. Kenntnis d. Bernsteinformation. Schrift d. phys.-ök. Gesellsch. zu Königsberg. 1876. S. 101, und ebendort: Bericht über d. geol. Durchf. d. Pr. Preuß. 1876. Königsberg 1877. S. 155 (47). — F. Nötling. Fauna des samländ. Tertiärs. Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Preuß. Bd. VI. H. 3. — Derselbe. Alter der samländ. Tertiärformat. Zeitschr.

2) Das marine Mitteloligocän. Das im größten Teile von Norddeutschland verbreitete marine Mitteloligocän besteht zum Teil aus Sand und Sandstein, zum Teil aus Thon und wird im ersteren Falle nach typischen Aufschlusspunkten Stettiner Sand, in letzterem Septarienthon genannt, weil er rundliche oder flach ellipsoidische Septarien eines dichten, von Kalkspatadern durchsetzten Kalksteines umschließt. Diese mitteloligocänen Schichten und besonders die Septarien- (oder Rupel-)Thone sind sehr reich an organischen Resten, unter welchen namentlich Foraminiferen und Mollusken eine wichtige Rolle spielen. Unter ersteren sind die Geschlechter Cristellaria, Nodosaria, Truncatulina, Triloculina, Rotalia die vorwaltenden; von Mollusken sind als ausschließlich mitteloligocän hervorzuheben: Pecten permistus Beyr., Leda Deshayesiana Duch. (Fig. 488), Nucula Chasteli Nyst., Axinus obtusus Beyr., Fusus Konincki Nyst., Fusus multisulcatus Nyst., Borsonia gracilis Sandb. und Tornatella globosa Beyr. Zu ihnen gesellen sich Cyprina rotundata Br. und Aporrhais speciosa Schl. in großer Häufigkeit. Einige der Hauptaufschlusspunkte der hierher gehörigen Schichten sind: das Oderthal bei Stettin, Freienwalde, Biere, Buckow, Latdorf, Mallis, Hermsdorf, Neustadt-Magdeburg, Görzig bei Köthen, Söllingen, Walle bei Celle, Leipzig.

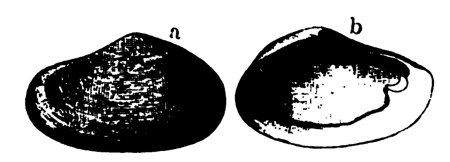


Fig. 488. Leda Deshayesiana Duch.

Auf die oben (S. 698) kurz beschriebenen Glieder der Halle'schen Braunkohlenformation folgen als Vertreter des Mitteloligocäns:

1) also 6 in obigem Profile (Fig. 486, S. 697): der Magdeburger Sand, eine 3 bis 13 m mächtige Ablagerung von feinem, oft staubartigem Sande, mit viel Glimmerblättchen, imprägniert von Schwefelkiesteilchen, nach unten zu oft schwarzbraun (Braunkohlensand). Oft reich an Knollen oder Schnüren von Aluminit und daher als Aluminitsand bezeichnet. Er geht über in

2) also 7 in Fig. 486: Septarienthon, eine thonig-sandige Ablagerung mit linsenförmigen Kalksteinkonkretionen (Septarien) mit Gypskrystallen und Brauneisensteinknollen, in der Gegend von Halle seltener mit den bezeichnenden Versteinerungen des Mitteloligocäns.

3) also 8 in Fig. 486: der obere Sand (Formsand, Glimmersand), feinkörnige, glimmerreiche, zum Teil eisenschüssige, ungeschichtete Quarz-

der Deutsch. geol. Gesellsch. 1883. S. 672. — R. Klebs. Brkformat. um Heiligenbeil. Schrift. l. c. Königsberg. 1880. — Ders. Tertiär v. Heilsberg. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1884. S. 334. — Ders. Der Bernstein. Königsberg 1880. — Göppert, Berendt, Koch. Der Bernstein und die in ihm befindlichen organischen Reste. Berlin. Bd. I. 1845. Bd. II. 1856. — Göppert und Menge. Flora des Bernst. Bd. I. 1883; fortgesetzt (B. II. 1886) von H. Conwentz.

sande, bis 15 m mächtig und wahrscheinlich marinen Ursprunges, vielleicht oberoligocän.

Ganz ähnlich setzt sich nach H. Crd. l. c. das marine Oligocän von Leipzig zusammen. Auf das Braunkohlenflötz (S. 698) folgt direkt

1) grauer, z. T. glaukonitischer Sand, reich an Pectunc. Philippii, Apor. speciosa, Cypr. rotundata;

2) plastischer Septarienthon mit Leda Deshayesiana, Nucula Chasteli, Fusus multisulcatus.

3) glimmerreiche versteinerungsleere, aber wohl bereits oberoligocäne Quarzsande, darüber:

4) eine oberoligocäne Braunkohlenformation.

3) Die marinen Gebilde des Oberoligocäns treten nur sehr sporadisch zu Tage, so in dem Landstriche zwischen Hildesheim und Osnabrück, wo weiche Mergel vereinzelte unansehnliche Hügel im Gebiete mesozoischer Formationen zusammensetzen. Die bedeutendste der hierher gehörigen Ablagerungen bildet den Doberg bei Bünde, wo sie auf Septarienthon und unteroligocänen Schichten ruht*) und namentlich führt: Echinolampas Kleini Ag., Spatangus Hoffmanni Goldf., Terebratula grandis Blumenb. (Fig. 489), Pecten Janus Goldf., Pecten Münsteri Goldf.

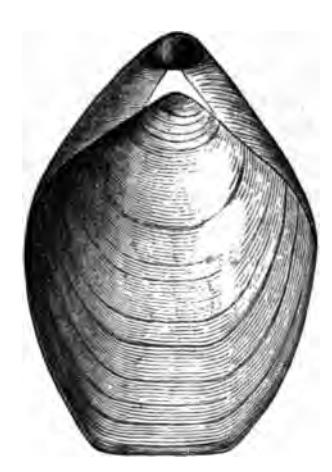


Fig. 489. Terebratula grandis Blum.

Auch in Kurhessen erscheinen auf Wilhelmshöhe, bei Ober- und Niederkaufungen über den Septarienthonen oberoligocäne, lose Quarzsande, Sandsteine und sandige Thone mit Pecten decussatus Münst., Arca Speyeri Semp., Ancillaria Karsteni Beyr., Nassa pygmaea Schloth., Pleurotoma subdenticulata Münst. Oberoligocänen Alters sind endlich die unter dem Namen Sternberger Kuchen bekannten Kalk- und Sandsteingerölle, welche sich im westlichen Mecklenburg-Schwerin im Kiese vorfinden**) und zum Teil dermaßen von Molluskenresten angefüllt sind, dass das ganze Gestein nur aus ihnen zu bestehen scheint. Fast alle oben von Cassel angeführten Arten kommen auch in ihnen vor.

Marines Oberoligocän ist außerdem in der niederrheinischen Bucht bei Crefeld und Grafenberg unter der niederrheinischen Braunkohlenformation vorhanden. Im östlichen Teile des norddeutschen Tieflandes ist

*) A. von Könen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1866. S. 287.

**) E. Geinitz. Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow. 1883. S. 133.

dasselbe bei Priorflies, Rackow und Gr. Ströbitz unweit Cottbus mit marinen Resten, ohne solche an zahlreichen Punkten (z. B. Berlin und Spandau) erbohrt worden*). Auch die Glimmersande Sachsens (siehe oben) dürften hierher gehören**). Überall wird hier dieses Oberoligocän von der oberen, märkischen Braunkohlenformation überlagert***). Da außerdem auch noch auf das marine Miocän Mecklenburgs ein braunkohlenführender Komplex folgt, so gehören die Braunkohlen Norddeutschlands, wie beistehende tabellarische Zusammenstellung zeigt, nicht weniger als vier geologischen Horizonten an.

Die Braunkohlenformationen Norddeutschlands und ihre geologische Stellung.

Miocän	Mariner Sandstein von Bockup i. Mecklenb.
	Braunkohlenformation Mecklenburgs
	Mariner Glimmersand von Lübtheen i. Meckl.
Ober-Oligocän	Braunkohlenformation der Mark, Pommerns, der Leipziger Gegend, der Lausitz, des Meißners, Habichtswaldes, des Sollings, des Niederrheins
	Marine Glimmersande von Cottbus, der Mark; des Sollings, der Kasseler Gegend; Eisensande von Crefeld u. Grafenberg
Mittel-Oligocän	Mariner Stettiner Sand u. Septarienthon des norddeutschen Tieflandes u. des Niederrheins
Unter-Oligocän	Braunkohlenformation des Harzrandes, der Gegend von Halle u. Leipzig
	Marine Glaukonitsande v. Egeln, des Spandauer Bohrloches
	Braunkohlenformation von Egeln und Aschersleben, sowie des Samlandes
	Marine Bernstein führende Glaukonite des Samlandes.

*) G. Berendt. Die märkisch-pommersche Brkformat. u. ihr Alter. Jahrb. d. kgl. pr. geol. Landesanst. 1883. S. 643. — Derselbe. Sitzber. d. kgl. pr. Ak. d. Wiss. Berlin 1885. XXXVIII. Juni. — Derselbe. Abh. z. geol. Sp.-Karte v. Pr. VII. Heft 2. Berlin 1886.

**) H. Credner. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1886. S. 493.

***) G. Berendt l. c. — Ferner Th. Ebert. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1881. S. 654; — J. Graul. N. Jahrb. f. Min. 1885. I. S. 187.

Das Neogen (Jungtertiär).

Die Miocän- und Pliocänformation.

Wie die klimatischen Verhältnisse und von diesen abhängig die Faunen und Floren, so sind auch die Konturen der Kontinente im Verlaufe der Tertiärzeit in einer steten Veränderung begriffen. Dafür spricht die Verbreitung der jüngeren (der neogenen) Tertiärgebilde, verglichen mit der des Eocäns und Oligocäns. In dem Tertiärbecken der Seine schließen oligocäne Gebilde die tertiäre Schichtenreihe ab, — in dem Loirebecken hingegen beginnt sie mit dem Miocän, ist also auf das Neogen beschränkt, — auf dem Tertiärgebiete Englands finden sich nur sehr unbedeutende Ablagerungen von jüngerem als oligocänem Alter, der Crag, — in dem ganzen weiten Osten des norddeutschen Tertiärlandes sind miocäne oder pliocäne Gebilde unbekannt, — alles Erscheinungen, welche auf eine Verschiebung der Meeresgrenzen im Verlaufe der Tertiärzeit hinweisen.

Die Neogengebilde bedecken nicht mehr so weite Areale, wie die älteren Tertiärablagerungen, erfüllen vielmehr beckenartig die Niederungen und sind von den letzten Hebungen der Hochgebirge nur wenig berührt worden. Dahingegen sind Eruptionen von Trachyten und Basalten im Gebiete und im Verlaufe neogener Ablagerungen sehr gewöhnlich. Da die Meere während dieser Periode in vielen Buchten und Kanälen in die Kontinente hineingreifen, so sind Brackwasser- und Sumpfbildungen häufige Erscheinungen, welche der jungtertiären Schichtenreihe eine große Mannigfaltigkeit und Abwechslung mitteilen. An einem Punkte treffen wir Kalktuffe mit Landschnecken oder Sande mit Knochen- und Zahnresten von Landtieren, an einem anderen Braunkohlenflötze mit den wohlerhaltenen Stämmen und Zweigen von Sumpfcypressen (Taxodium), Tannen und Eichen, wie sie die Sümpfe bedeckt oder Deltaanschwemmungen gebildet haben mögen. An einer dritten Stelle begegnen wir feinen Schiefern, von Bitumen durchdrungen, mit Blättern, Blüten und Früchten von Landpflanzen, dazwischen Käfer, Ameisen und Libellen, aber auch Reste von Schildkröten und Krokodilen, kurz Ablagerungen, wie sie sich in dicht umwaldeten Landseen und Deltalagunen bilden müssen. Endlich bieten sich uns in gewissen Niveaus mit zahlreichen Löchern der Bohrmuscheln alte Strandlinien, in Sanden mit Austern und Cerithien Ufergebilde, in Kalken, Thonen und Mergeln mit zahlreichen Seebewohnern eigentliche pelagische Ablagerungen.

Die Flora der Neogenzeit war eine viel üppigere und mannigfaltigere als die des heutigen Europas, und vereinigte noch zahlreiche Pflanzentypen, welche heute über alle Weltteile zerstreut sind, darunter namentlich viele nordamerikanische Arten. Zu Palmen und Bambusen, Lorbeer-, Kampher- und Zimmetbäumen, zu Magnolien, Myrthen, Seifenbäumen, Mimosen und

Akazien gesellen sich Platanen, Feigen, Pappeln, Ahorn, Kastanien, Ulmen, Nussbäume, Haselnüsse, Weiden, Birken, Erlen und Eichen, sowie Sequoien, Taxodien und Pinusarten.

Nach Heer*) finden sich gegenwärtig von diesen jungtertiären Pflanzen nahestehenden Arten 83 in den nördlichen, 103 in den südlichen Vereinigten Staaten, 40 im tropischen Amerika, 6 in Chile, 137 im gemäßigten und südlichen Europa, 85 im warmen und äquatorialen Asien, 25 auf den atlantischen Inseln, 26 in Afrika und 21 in Neu-Holland, und zwar am reichlichsten in einem Gürtel, welcher zwischen den Isothermen von 15 und 25° C. liegt.

In der neogenen Fauna fallen gewisse riesige Rüsseltiere, nämlich jetzt vollkommen ausgestorbene Elefanten, die Mastodonten, besonders



Fig. 490. Backenzahn von Mastodon, die mit zitzenförmigen Erhöhungen versehenen Querhügel zeigend.





Fig. 491. Dinotherium giganteum Kaup.

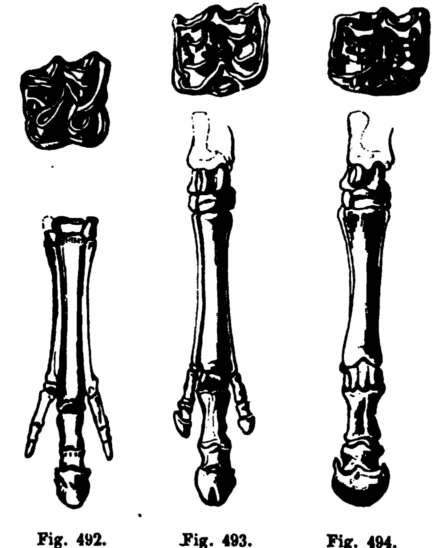


Fig. 492—494. Oberer Backenzahn und Hinterfuß: 492 vom Anchitherium, 493 vom Hipparion, 494 vom Pferd.

auf. Diese besaßen vier Stoßzähne, zwei große schwachgebogene im Oberkiefer und zwei kleine gerade im Unterkiefer; ihre Backenzähne haben keinen blätterigen Bau, wie die des späteren Elefanten, sondern sind mit zitzenförmigen Erhöhungen versehen (siehe Fig. 490). Vergesellschaftet mit den Resten der Mastodonten finden sich die des Dinotherium, eben-

*) O. Heer. Über das Klima und die Vegetationsverhältnisse des Tertiärlandes. Winterthur 1860.

falls eines gewaltigen Rüsseltieres, mit nach unten gewandten Stoßzähnen im Unterkiefer (siehe Fig. 491), sowie mit tapirartigen Backenzähnen. Aus der übrigen Neogenfauna sind hervorzuheben: Rhinoceros-Arten mit und ohne Horn, Giraffen, Pferde, Antilopen, Hunde, sowie katzenartige Raubtiere, und endlich sowohl langschwänzige, wie gibbonähnliche Affen (Semnopithecus und Dryopithecus). Besonderes Interesse verdienen unter den genannten Tieren namentlich das Anchitherium und das Hipparion als Stammformen des Pferdes. Gestalt und Gebiss dieser Tiere tragen bereits vollständig den Charakter des Pferdes, der gesamte Fußbau aber weicht von dem des letzteren ab, ohne jedoch verkennen zu lassen, dass der Pferdefuß nur ein modifizierter Anchitherium- und Hipparionfuß ist. Besitzt das Pferd nur einen Huf, so hatten seine beiden Ahnen drei Hufe, wenn sie auch nur auf dem mittleren liefen und die beiden kleinen seitlichen den Boden nicht berührten. Andeutungen dieser seitlichen Zehen und Hufe zeigen sich in den kurzen verkümmerten Stummeln oberhalb des Pferdehufes (siehe Fig. 492—494).

In Nordamerika und zwar in den Bad Lands von Dakotah und in Nebraska sind Süßwasserablagerungen durch die einschneidende Wirkung der Gewässer in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen, welche die Reste einer reichhaltigen und eigentümlichen Säugetierfauna beherbergen. Da die letztere, abgesehen von einer größeren Anzahl spezifisch amerikanischer Formen, in Europa teils auf das ältere, teils auf das neogene Tertiär verteilt ist, so scheinen die in jenen beiden Distrikten begrabenen Tierwelten als Bindeglieder der älteren und jüngeren Tertiärfauna aufgefasst werden zu müssen.

Die Beispiele, an denen die Gliederung der typischen miocänen und pliocänen Schichtenreihe erläutert werden soll, müssen wegen der oben angedeuteten Verschiebung der Grenzen zwischen Festland und Meer anderen Tertiärgebieten entnommen werden als die früheren. Wir wählen das Becken von Mainz und das von Wien und verfolgen dann zunächst das begonnene norddeutsche, sowie das schweizerisch-bayerische Profil, und verweisen hierbei und im übrigen auf beistehende Tabelle (S. 707).

Das Becken von Mainz.*)

Die tertiären Gebilde des sogenannten Mainzer Beckens dehnen sich südlich vom Taunus, also von Bingen, Wiesbaden, Nauheim auf beiden Seiten des Rheines vielleicht bis nach Basel aus und erstrecken sich den Main

*) Fr. Sandberger. Untersuchungen über d. Mainzer Tert.-Becken. Wiesbaden 1853. — Derselbe. Die Conchylien des Mainzer Tert.-Beckens. Wiesbaden 1863. — R. Lepsius. Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883 (vollständige Litteratur; geolog. Karte).

Gliederung des Neogens (Jungtertiärs) z. T. nach M. Neumayr.

	Mainzer Becken	Norddeutschland	Süddeutschland u. Schweiz.	Österreich Ungarn	Italien	Griechenland	Frankreich	England
Pliocän.					Sansino mit Säugetierresten im Arnothal. — Marines Pliocän des Monte Mario, von Tarent, Palermo u. s. w.	Marines Pliocän von Kos und Rhodus (Kalamaki?)	Süßwasserkalke der Auvergne z. T.	Norwich and Red Crag.
				Paludinen-Schichten. Säugethier-Schichten von Bribir u. s. w.	Subapennin-Schichten von Asti, Siena, Castel Arquato. Vatikanische Mergel. Zancléen von Calabr. u. Sicilien.	Paludinenschichten von Kos Potamidenschichten von Megara	Sande von Montpellier; Süßwasserkalke der Auvergne z. T.; Congerienschichten des Rhonethals.	Coral Crag.
	Dinotherien-Sand von Eppelsheim	Flussschotter und Schieferkohle mit Mastodon (Rippersroda u. Fulda)	Dinotherien-Sand.	Belvedere-Schotter Congerien-Schichten	Congerienschichten von Cast. maritima. Gyps. Braunkohle v. Casino	Säugetierfauna von Pikermi	Säugetierfauna vom Mt. Lubéron (Provence)	
Miocän.	Hydrobien-(Lithorinellen-) Schichten, Corbiculaschichten, Cerithienkalk, Landschneckenkalk Cerithiensand. Hierher die Braunkohlen der Wetterau und des Vogelsberges, sowie die Blättersandsteine v. Münzenberg.	Bokuper Sandstein; Lübtheener Braunkohle, Glimmersand und Glimmerthon von Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Lüneburg. Holsteiner Gestein: von Bersenbrück, Ibbenbühren, Eibergen.	Obere Süßwassermolasse z. T. mit Braunkohlen (Tortonien) und Öninger Schichten	Sarmatische Stufe (Cerithien-Sandstein, brackische Tegel) II. Mediterran-Stufe (Badener Tegel, Leithakalk, Schichten von Grund). Schlier	Braunkohlen von Mte. Bamboli. Schichten von Tortona Leithakalk	Hauptmasse der Süßwasserkalke von Chios, Lemnos, Imbros, Smyrna, Kos u. s. w.	Faluns von Salles und der Touraine — Wirbeltierschichten von Sansan	
			Obere Meeresmolasse (Helvétien): Muschelsandstein; Graue Molasse; Blättersandstein von Kempten (Mayencien).	I. Mediterran-Stufe (Hornerschichten) Braunkohlen von Eibiswald, Stotzka, u. s. w.	I. Mediterran-Stufe. Serpentinsande der Superga bei Turin; Scutellenschichten von Schio.		Faluns von Saucats und Léognan — Wirbeltierschichten von Sansan	

entlang bis nach Aschaffenburg, und in nördlicher Richtung zwischen Vogelsberg und Taunus bis nach Gießen. Abgesehen von terrestren Uferbildungen sind es Ablagerungen eines Meeresbeckens, welches allmählich ausgesüßt und dadurch erst in Brackwasser, dann in Süßwasser und schließlich in trockenes Land umgewandelt wurde, auf dem sich am Ende der Tertiärzeit Stromläufe herausbildeten. Die tertiäre Schichtenreihe des Mainzer Beckens lagert auf dem Devon, der Dyas und Trias ungleichförmig auf und beginnt mit oligocänen Bildungen (siehe Tabelle auf S. 690), welche mit denen des Elsass (siehe S. 694) viel Ähnlichkeit haben. Die ältesten derselben sind Meeressande von Weinheim, Alzey, Waldböckelheim, oft zu Sandsteinen zusammengebacken, mit den Skelettteilen einer Sirene, Halitherium Schinzi Kaup,*) und reich an Conchylien und Korallen, von denen viele, so Ostrea cyathula, Ostrea callifera, Pecten obovatus, Cytherea incrassata, Corbula subpisum, Dentalium Kickxii, im Mitteloligocän anderer Länder vorkommen. Noch bestimmter tritt das oligocäne Alter dieser Schichtenkomplexe in den nächst höheren Zonen hervor, einem echten Septarienthone mit Leda Deshayesiana und Fusus multisulcatus, sowie den darüber liegenden Cyrenenmergeln von Rheinhessen, im unteren Mainthal, in der Wetterau, im Rheingau mit Ostrea callifera, Cyrena semistriata, Cerithium plicatum, Cerithium margaritaceum. Jetzt erst beginnen neogene Tertiärbildungen.

A. Miocän.

1) Die untersten Miocänablagerungen besitzen einen lokal sehr wechselnden Charakter: bald sind es Sandsteine mit Blattabdrücken von Cinnamomum, Sabal, Quercus, Ulmus (Blättersandsteine von Münzenberg), bald Sande und namentlich Kalksteine, angefüllt von Cerithien (Cerithiensand und Cerithienkalk), von denen Cerithium plicatum Brug., Cer. submargaritaceum und Cer. Rahti Braun die häufigsten sind, und zu denen sich außer Perna Sandbergeri, Cytherea incrassata und Mytilus socialis noch zahlreiche eingeschwemmte Landschnecken (Helix, Pupa) und Süßwassermollusken (Planorbis, Dreissena) gesellen (**Landschneckenkalk** von Hochheim und Flörsheim).

2) Corbiculakalk und Litorinellenkalk, lichte, feste, Kalksteine, ersterer voll von Corbicula Faujasi, letzterer oft fast nur aus Gehäusen der kleinen Litorinella (Hydrobia) acuta Drap. = ventrosa Montf. (Fig. 495) und L. inflata Br., an anderen Stellen beinahe ausschließlich aus Dreissena Brardi Brongn. oder Mytilus Faujasi Brongn. bestehend. Neben diesen sind noch zahlreiche Süßwasser- und Landmollusken (Paludina, Limnaeus, Planorbis, Pupa, Helix) häufig. In der Umgebung von Wiesbaden, Mainz, Frankfurt gehen diese Schichten nach oben in Litorinellenthon (mit L. ventrosa)

*) R. Lepsius. Halith. Schinzi Darmstadt 1881. 10 Taf.

über. Sie besitzen durch das Vorkommen zahlreicher Wirbeltierreste (Cainotherium, Rhinoceros incisivus [Fig. 496], Hippotherium, Cervus u. a.)



Fig. 495. Litorinella acuta Drap. = ventrosa Montf.

Fig. 496. Rhinoceros incisivus Cuv.

besonderes Interesse. Ausgezeichnete Aufschlüsse in die Cerithien-, Corbicula- und Litorinellenkalke gewähren u. a. die Steinbrüche bei Weisenau, Oppenheim und Nierstein.

Eine Sumpf- oder Süßwasserfazies dieser Stufen ist die Braunkohlenformation der Wetterau, deren südlicher Ausläufer sich als ein an Blattabdrücken reicher Letten bis nach Rheinhessen verfolgen lässt. Unter den Pflanzen, welche sich in der Braunkohle selbst, sowie in den sie begleitenden plastischen Thonen finden, sind besonders Cinnamomum, immergrüne Eichen, Magnolien, Akazien, Storaxbäume, Feigen, die Weinrebe, sowie Cypressen und Palmen vertreten. Die Hauptmasse der Flötze rührt von angeschwemmten Nadelhölzern, namentlich Cypressen- und Pinusarten her.

B. Pliocän.

Außer einigen Braunkohlen mit Pflanzenresten, welche einen nordamerikanischen, der Jetztwelt sehr nahe stehenden Charakter besitzen, wird die Pliocänformation im Mainzer Becken durch eine 7 bis 10 m mächtige fluviatile Ablagerung von Sand und Geröllе repräsentiert, welche namentlich bei Worms direkt auf die Litorinellenkalke folgen. Innerhalb dieser füllen sie kleine Mulden und Flussbetten aus, werden nach ihrem Hauptaufschlusspunkte Sande von Eppelsheim genannt und zeichnen sich durch ihre Führung von Resten einer reichen Fauna von Landsäugetieren aus. Besonders charakteristisch sind die Skelettteile von Dinotherium giganteum (daher auch Dinotherien-Sand), Rhinoceros incisivus, Mastodon longirostris, Anthracotherium magnum, Hippotherium gracile und mehreren Sus-, Cervus- und Felis-Arten.

Das Wiener Becken.*)

An die Tertiärzone, welche den West- und Nordabhang der Alpen begleitet, schließen sich die Tertiärgebilde von Niederösterreich, des sogenannten Wiener Beckens, und an diese nördlich und östlich die böhmische und ungarische Tertiärformation an. Unter dem Namen »Wiener Becken« versteht man jenes tertiäre Tiefland, welches im O von den Karpathen, dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge, im S von den östlichen Ausläufern der Alpen und im W von dem böhmisch-mährischen Massiv begrenzt wird. Die Schichtenreihe des Wiener Bassins ist in folgender Weise gegliedert worden:

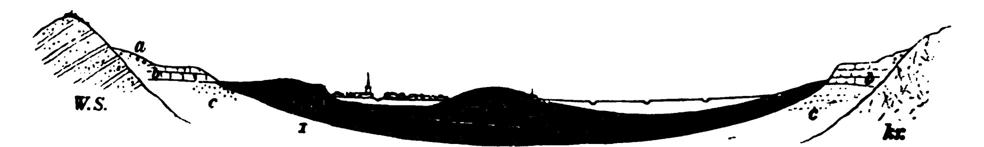


Fig. 497. Idealer Durchschnitt des Beckens von Wien. Nach v. *Hochstetter*. *W.S.* Wiener Sandstein; *kr.* krystallinische Gesteine des Leitha-Gebirges. *I* Mediterrane Stufe und zwar *a* Konglomerat; *b* Leithakalk; *c* Tegel. *II* Sarmatische Stufe. *III* Congerienstufe.

1) Marine miocäne Schichtengruppe (Mediterranstufe), wesentlich aus Sand, Geröllen und Konglomeraten, Tegel und Leithakalk bestehend. Als Tegel hat man mächtige graue, plastische Thone bezeichnet, welche feine Glimmerschüppchen, etwas Quarzsand und ein wenig kohlensauren Kalk enthalten, — unter Leithakalk versteht man einen lichten, zum Teil porösen, fast lediglich aus Korallen-, Foraminiferen- und Conchylienschutt bestehenden Kalkstein. Diese petrographisch so verschiedenen Gesteine gehören verschiedenen Ablagerungszonen ein und desselben Seebeckens an, sind also nur verschiedene Fazies der Sedimente einer einzigen Periode und lagern nicht über, sondern neben einander. Die Konglomerate, Geröllanhäufungen und Sande sind am Strande, die Kalke meereinwärts und die Thone (Badener Tegel) in der tieferen See gebildet.



Fig. 498. Cerithium margaritaceum Sow.

Unter den außerordentlich zahlreichen organischen Resten der eben beschriebenen Schichtengruppe spielen Foraminiferen, Zweischaler und Gastropoden die Hauptrolle. Erstere und

*) E. Süß. Der Boden von Wien. Wien 1860. — Th. Fuchs. Erläuterungen z. geol. Karte d. Umgeb. Wiens. Wien 1873. — Th. Fuchs. Geolog. Übersicht d. jüng. Tert.-Bildung des Wiener Beckens u. d. Ungar.-Steier. Tieflandes. Zeitschr. d. Deutsch.

zwar namentlich Vertreter der Gattungen Amphistegina, Triloculina, Textularia und Globigerina bilden die Hauptmasse der mächtigen Kalksteinablagerungen, der Leithakalke. Eine der gewöhnlichsten Formen ist Amphistegina Haueri d'Orb. (Fig. 499).

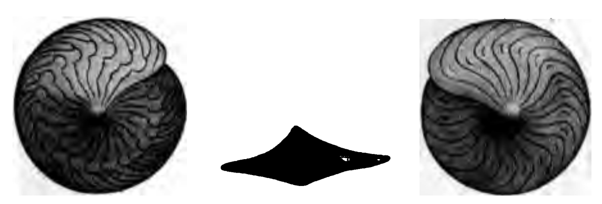


Fig. 499. Amphistegina Haueri d'Orb.

Die Mollusken, von denen über 1000 Arten beschrieben wurden, sind hauptsächlich durch folgende Genera vertreten: Conus, Oliva, Cypraea, Ancillaria, Voluta, Mitra, Cassis, Strombus, Triton, Ranella, Murex, Pyrula, Fusus, Nassa, Terebra, Cancellaria, Pleurotoma, Cerithium, Turritella, Trochus, Turbo, Rissoa, Ostrea, Pecten, Spondylus, Pinna, Avicula, Arca, Pectunculus, Nucula, Cardita, Lucina, Cardium, Cytherea, Venus, Tellina, Mactra, Lutraria, Pholadomya, Panopaea, Solen, Pholas, Teredo. Viele dieser Tierarten leben noch heute im Mittelländischen Meere, sowie an der Westküste Afrikas, so dass der Charakter der Fauna dieser Stufe des Wiener Tertiärs im allgemeinen als ein mediterraner bezeichnet werden kann, der durch tropische Formen bereichert wird.

2) Halbbrackische miocäne Schichtengruppe (Sarmatische Stufe). Das Wiener Meeresbassin wurde mehr und mehr in seinem Umfange beschränkt, in ihm lagerten sich zu unterst Tegel (Hernalser Tegel), dann kalkige Sandsteine und darüber neue Tegelbildungen ab. Erstere sind z. T. angefüllt von Cerithien und zwar namentlich Cerithium pictum Bast., und werden als Cerithienschichten bezeichnet; der obere sarmatische Tegel führt massenhaft Tapes und Cardium. Die ärmliche Fauna hat eine große Ähnlichkeit mit derjenigen des Schwarzen Meeres.

3) Pliocäne Brackwassergruppe (Congerienstufe). Infolge fortgesetzter Aussüßung nahm das Wiener Becken den Charakter eines Brackwasser- und dann eines Süßwassersees an. In diesem wurde zu unterst der Tegel abgelagert, welcher z. B. den Untergrund der Stadt Wien

---

geol. Gesellsch. 1877. S. 653. — M. Hörnes und P. Partsch. Die foss. Mollusken d. Tert.-Beckens v. Wien. Wien 1851—1870. — C. v. Ettinghausen. Die Tertiärfloren der österr. Monarchie. I. von Wien 1851. — F. Karrer. Geologie d. k. k. Franz-Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. d. k. k. Reichsanst. 1877. Enthält u. a. vollst. Litteraturverzeichnis über das Wiener Becken (529 Nummern).

bildet und sich durch seinen Reichtum an Congeria subglobosa Partsch (Fig. 500) und Melanopsis Martiniana Fér. (Fig. 501) auszeichnet, aber auch

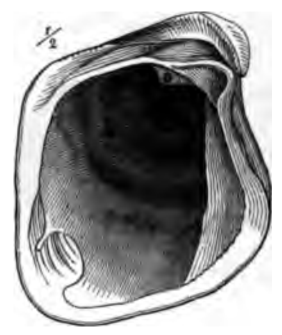




Fig. 500. Congeria subglobosa Partsch. Fig. 501. Melanopsis Martiniana Fér.

Überreste von Dinotherium, Rhinoceros, Mastodon, Antilopen, Süßwasserschildkröten und Landpflanzen führt. In dieser oberen Gruppe des Wiener Tertiärgebirges treten auch Braunkohlen mit Pflanzenresten auf, welche der später zu beschreibenden Öninger pliocänen Flora entsprechen. Bedeckt werden diese obersten oder Inzersdorfer Tegel von

4) Flussschotter und Sanden, dem Belvedereschotter. In ihm finden sich Knochen von Anthracotherium, Dinotherium, Hipparion, Mastodon, Rhinoceros. Mit dieser fluviatilen Bildung schließt die tertiäre Schichtenreihe des Wiener Beckens ab und wird von Löß überlagert. Nebenstehende tabellarische Übersicht giebt ein anschauliches Bild der Gliederung des Wiener Tertiärs.

Einer neogenen, mit den Schichten des Wiener Beckens gleichalterigen Formation gehören die Steinsalzlager Ungarns, Siebenbürgens und Galiziens zu beiden Seiten der Karpathen, und unter diesen namentlich die von Wieliczka an.*) Das Steinsalz kommt daselbst teils in mächtigen, bis 15 000 Kubikfuß großen stockförmigen Massen, teils in Bänken zwischen Thon, Mergel, Anhydrit und Gyps vor. Unter Löß und tertiärem Sande liegt zu oberst grauer Thon (Tegel), unter ihm Salzthon, in dessen liegender Zone stockförmige Massen von meist grünem, grobkrystallinischem Steinsalz (Grünsalz) nebst Streifen und Nestern von Gyps eingebettet sind. Durch einige Thonlagen und geschichteten Anhydrit wird das Grünsalz von dem darunter liegenden Spisasalz getrennt, welches aus mehreren, zusammen gegen 31 m mächtigen Flötzen von oft stengeligem, zum Teil Kohlenwasserstoff haltendem Steinsalz (Knistersalz) besteht. Unter ihm treten zuerst

*) Niedzwiedski. Beitr. z. Kenntn. d. Salzformat. v. Wieliczka u. Bochnia. I. Lemberg 1883; II. 1884; III. 1884.

Tabellarische Übersicht der Tertiärablagerungen des Wiener Beckens. Nach Theodor Fuchs.

		Stufen des Wiener Beckens	Unterabteilungen	Charakter der Fauna der Gewässer	Charakteristische Formen der Fauna der Gewässer	Charakter der Säugetierfauna	Charakteristische Formen der Säugetierfauna	Charakter der Flora	Charakteristische Formen der Flora
Jungtertiär	Pliocän	**Belvederestufe**	Belvedereschotter, Belvederesand.			Afrikanisch	2. Säugetierfauna. Mastodon longirostris, M. angustidens, Dinotherium giganteum, Acerotherium incisivum, Hippotherium gracile, Antilope, Sus sp., Machairodus cultridens, Hyaena hipparionum (Cucuron, Eppelsheim, Baltavar, Pikermi).	Warmes gemässigtes Klima. Die analogen lebenden Arten leben vorzugsweise in Kleinasien, am Kaukasus, Himalaya, in Zentral- und Nord-Asien und Japan.	Glyptostrobus, Sequoia, Pinus, Betula, Alnus, Quercus, Fagus, Castanea, Carpinus, Liquidambar, Platanus, Salix, Populus, Laurus, Cinnamomum, Rhamnus, Hakea, Parrotia, Podogonium.
Jungtertiär	Pliocän	**Congerienstufe**	Congerientegel (Tegel von Inzersdorf), Sande und Gerölle der Congerienstufe.	Kaspisch (brackisch)	Unio atavus, Unio moravicus, Melanopsis Martiniana, M. impressa, M. Vindobonensis, M. Bouëi, M. pygmaea, M. Escheri, Cardium Carnuntinum, C. apertum, C. conjungens, Congeria subglobosa, C. Partschi, C. triangularis, C. spathulata, C. Czjzcki.				
Jungtertiär	Miocän	**Sarmatische Stufe**	Muscheltegel, Cerithiensand, Cerithienkalk, Rissoëntegel, (Tegel von Hernals).	Pontisch (halbbrackisch)	Cerithium pictum, C. rubiginosum, Buccinum duplicatum, Murex sublavatus, Trochus Podolicus, T. pictus, T. Poppelacki, Rissoa angulata, R. inflata, Tapes gregaria, Mactra podolica, Donax lucida, Ervilia podolica, Cardium obsoletum, C. plicatum, Modiola Volhynica, Cetotherium, Delphinus, Phoca, Trionyx.	Malayisch	1. Säugetierfauna. Mastodon tapiroides, Dinotherium Cuvieri, Rhinoceros Schleiermacheri, Anchitherium Aurelianum, Hyotherium Soemmeringii, Tapirus priscus, Listriodon splendens, Palaeomeryx, Amphicyon (Sansans, Simore, Georgsmünd, Öningen, Eibiswald).		
Jungtertiär	Miocän	**Mediterranstufe**	Strandbildungen: Sand von Pötzleinsdorf u. Neudorf, Leithakalk, Schichten von Eggenburg, Sande von Gauderndorf, Sand von Loibersdorf, Schichten von Molt. Tiefseebildungen: Tegel von Baden; Schlier.	Mediterran (marin)	Conus, Ancillaria, Cypraea, Mitra, Strombus, Cassis, Pyrula, Tritonium, Murex, Fusus, Buccinum, Terebra, Pleurotoma, Cancellaria, Cerithium, Turritella, Solarium, Natica, Ostraea, Pecten, Spondylus, Lima, Arca, Pectunculus, Nucula, Leda, Cardita, Lucina, Cardium, Cytherea, Venus, Tapes, Tellina, Mactra, Pholadomya, Panopaea, Solen, Pholas, Korallen, Echinodermen, Bryozoen, Balanen, Brachiopoden, Haifische, Halitherium.			Tropisches Klima. Indische und neuholländische Typen (Palmen).	Sabal, Phoenicites, Libocedrus, Sequoia, Myrica, Quercus, Ficus Artocarpidium, Laurus, Cinnamomum, Daphne, Proteoides, Persaonia, Embothrites, Banksia, Dryandra, Olea, Diospyros, Cissus, Magnolia, Acer, Malpighiastrum, Sapindus, Celastrus, Ilex, Rhamnus, Juglans, Rhus, Myrtus, Mimosa, Acacia.

Salzthon und Anhydrit, dann die zusammen ebenfalls über 30 m mächtigen Lager des Schybiker Salzes, eines reinen, weißen, klein- bis großkörnigen Steinsalzes auf. Darunter folgen Thon, Sande und Sandsteine und unter diesen voraussichtlich der Karpathensandstein, der sich im Süden zum Karpathengebirge heraushebt. Im Steinsalze und in den dasselbe begleitenden Thonen kommen zahlreiche organische Reste vor, von denen über 70 Prozent mit denen des Wiener Beckens und namentlich des oberen Tegels identisch sind. — Bei Kalusz in Ostgalizien treten im Hangenden des Salzgebirges linsenförmige Einlagerungen von Kainit und Sylvin auf.

Das Miocän Norddeutschlands.

In Norddeutschland ist, wie bereits oben erwähnt, marines Pliocän nicht zur Ablagerung gelangt, nur die Schieferkohlen und Mastodon führenden Schotter bei Rippersroda und Fulda in Thüringen, ferner wahrscheinlich manche andere Kies- und Thonablagerungen Thüringens und Sachsens repräsentieren fluviatile Gebilde der Pliocänzeit.*)

Dahingegen bildet das Miocän**) ein weites Becken, welches, wenn auch der allgemeinen Diluvialbedeckung wegen nur an isolierten Punkten aufgeschlossen, Schleswig und Holstein, Lauenburg, das westliche Mecklenburg und das nördliche Hannover bis in die Gegend von Celle umfasst und sich in südwestlicher Richtung durch Oldenburg und Westfalen bis nach Hasselt und Antwerpen ausdehnt, so dass ihm auch die belgischen Miocänablagerungen, das Système diestien und boldérien angehören. Die beiden früher im norddeutschen Miocän unterschiedenen Horizonte, der Holsteiner Sandstein und der Glimmerthon, sind, nach v. Koenen, gleichalterige Bildungen von verschiedenartiger Ausbildungsweise, so dass ihre Verschiedenheiten nur Faziesunterschiede sind. Darauf weist u. a., und abgesehen von petrographischen Übergängen, namentlich die Verteilung der siphonostomen Gastropoden in diesen Schichten hin. Es beschreibt deren v. Koenen 85 Arten aus dem Glimmerthon, von welchen jedoch 71 Prozent auch aus der holsteiner und antwerpener Gruppe bekannt sind. Um einige der wichtigsten Mollusken des norddeutschen Miocäns zu nennen, mögen hier angeführt werden: Arca diluvii Lam., Leda pygmaea Münst., Astarte anus Phil., Isocardia cor Lin., Murex octonarius Beyr., Murex spinicosta Bronn, Murex aquitanicus Grat., Tiphys horridus Brocc., Turbinella debilis Beyr., Cancellaria evulsa Sol., Cancellaria Rothi Semp., Cancellaria cancellata Lin.,

*) A. v. Fritsch. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1884. S. 389.

**) A. v. Koenen. Sitzber. d. Gesellsch. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Marburg. Nr. 8. 1871, und Schriften des Vereins Bd. X. Abt. 3. Kassel 1872; — ferner N. Jahrb. f. Min. 1886. I. S. 81. — C. Gottsche. Über d. Miocän von Reinbeck. Verh. d. Ver. f. naturh. Unterh. in Hamburg (1876). Bd. III. März bis April 1878.

Cancellaria aperta Beyr., Fusus festivus Beyr., Fusus tricinctus Beyr., Fusus crispus Beyr., Nassa tenuistriata Beyr., Pleurotoma turricula Brocc., Pleurotoma intorta Brocc., Voluta Bolli Koch.

Dem Miocän gehört nach E. Geinitz der Braunkohlenkomplex von Lübtheen in Mecklenburg an (vergl. d. Tabelle S. 707), welcher vom miocänen Glimmersand unter- und vom miocänen Bokuper Sandstein überlagert wird.*)

Auch in Oberschlesien tritt Miocän auf**), besteht aus Thonen, Sanden, Kalksteinen und Gyps, und dehnt sich einerseits die Weichsel aufwärts nach Galizien, Polen und Russland zu weiter Verbreitung aus und hängt andererseits durch einen schmalen Arm mit dem Wiener Becken zusammen.

Die neogenen Tertiärformationen der Schweiz und des südlichen Bayerns.

Auf S. 686 sind die eocänen, auf S. 693 die oligocänen Tertiärgebilde der südlichen Teile Deutschlands, sowie der Schweiz geschildert. An letztere, nämlich die Braunkohlenformation der aquitanischen Stufe, schließen sich die Schichten des Miocäns und zwar:

1) Die untere Süßwassermolasse, graue Molasse (Mainzer Stufe), eine Sandsteinbildung, welche sehr häufig Pflanzenreste von ausgesprochenem nordamerikanischem Charakter (Cinnamomum, Ulmus, Liriodendron, Rhamnus, Juglans, Acer) umschließt und dann als Blättersandstein bezeichnet worden ist. Mit dieser Süßwasserbildung ist jedoch eine marine Ablagerung verknüpft, welche Cerithium lignitarum Eichw., Venus clathrata Duj., Murex plicatus Brocc. führt.

2) Die obere Meeresmolasse (Helvetische Stufe), ein entschiedener Meeressandstein, zum Teil voll Conchylien und oft konglomeratähnlich mit kalkigem Bindemittel (Muschelsandstein). Von der außerordentlich artenreichen Molluskenfauna dieser Schichten leben 35 Prozent noch jetzt und zwar zum Teil im Mittelmeere, zum Teil unter tropischen Breiten. Viele Formen, z. B. Pectunculus pilosus, Panopaea Menardi, Conus ventricosus, Chenopus pespelicani, Turritella turris, stimmen mit miocänen Fossilien des Wiener Beckens überein. Fischzähne, so solche von Lamna, Oxyrhina, Carcharodon, sind außerordentlich häufig.

3) Die obere Süßwassermolasse, aus Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen bestehend, einige Braunkohlenflötze umschließend und Limnaeen, Planorben, Unionen, sowie Helix-Arten führend. In dieses Niveau

---

*) E. Geinitz. Die Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 87; — O. Oehmcke. Der Bokuper Sandstein. Diss. Güstrow. 1886.

**) F. Römer. Geol. v. Oberschlesien. Breslau 1871. S. 358 bis 425.

gehören die Öninger Schichten, meist dünnplattige Kalksteine, welche sich durch ihren Reichtum an außerordentlich gut erhaltenen Pflanzen- und Tierresten auszeichnen. Die Flora besteht der Mehrzahl nach aus amerikanischen und in zweiter Reihe aus europäischen Typen, während asiatische, afrikanische und australische Formen sehr in den Hintergrund treten. Die Öninger Fauna ist durch eine außerordentlich große Anzahl von Insekten, vorzüglich Käfern, von subtropischen und zwar namentlich südeuropäischen Typen repräsentiert.*) Unter den Wirbeltierresten haben neben denen sehr zahlreicher Leuciscus-Arten die eines Riesensalamanders, Andrias Scheuchzeri, besondere Aufmerksamkeit auf sich gezogen, welche Scheuchzer für versteinerte Skelettteile von Menschen (homo diluvii testis) hielt.

Überraschend ist die Mächtigkeit der tertiären Sedimente in der direkten Nachbarschaft der Alpen im Vergleiche mit der damit zusammenhängender Schichtenkomplexe an weiter entfernten Aufschlusspunkten. Es beruht dies darauf, dass die stromreiche zerrissene Küste der alpinen Insel Strandbildungen außerordentlich begünstigte und die steilen Abhänge des Inselgebirges der tertiären Meeresküste gewaltige Mengen von Gesteinsmaterial zur weiteren Zerkleinerung zuführten.

Während mit diesen obermiocänen Ablagerungen die Tertiärbildungen der Schweiz und der nächst angrenzenden Landstriche abschließen, machen in der Hochebene der Donau pliocäne Sande mit Knochen von Dinotherium, Mastodon, Rhinoceros und anderen Säugetieren den Schluss der Tertiärformation.

Der Crag Englands.

Das jüngste Tertiär Englands besteht vorwaltend aus Sanden und Mergeln, welche reich an Schalen von Mollusken sind und als Crag bezeichnet werden. Man unterscheidet von unten nach oben steigend:

1) White or Coralline Crag, 10 m mächtig, bestehend aus kalkigen Mergeln voll Molluskenschalen und Bryozoënstöcken. Von ersteren sind 316 Spezies beschrieben, von denen 34 Prozent noch leben, — von Bryozoën kennt man 140 Arten. Heißen Klimaten angehörige Formen fehlen.

2) Red Crag, etwa 8 m mächtige, eisenschüssige Quarzsande mit 256 Molluskenspezies, von welchen 92 Prozent noch leben.

3) Norwich or Fluviomarine or Mammaliferous Crag, etwa 7 m mächtige Sande, Lehme und Kiese mit einer gemischten Meeres-, Land- und Süßwassermolluskenfauna, sowie mit Knochen von Fischen und Säugetieren (Mastodon, Elephas, Hippopotamus), also augenscheinlich abgelagert in der See nahe der Mündung eines Stromes. Die Landschnecken

*) Osw. Heer. Die Insektenfauna der Tertiärgebilde v. Öningen u. Radoboj. 1862.

gehören alle Arten an, die heute noch leben; von den 139 Spezies mariner Mollusken sind etwa 7 Prozent ausgestorben, der Rest enthält ziemlich viele heute in den arktischen Meeren lebende Formen, z. B. Rhynchonella psittacea, Scalaria Groenlandica, Astarte borealis, Panopaea Norwegica u. a.

4) Chillesford beds, etwa 7 m mächtige Sande und Thone mit einer Molluskenfauna, von welcher zwei Drittel jetzt Bewohner höherer, also kälterer Breiten sind.

5) Forrest-bed-group, zu unterst schwache Lagen von Torf und Moor, diese mit Knochen von Canis, Ursus, Equus, Rhinoceros, Hippopotamus, Elephas, Cervus u. a., darüber Sande und Thone mit Leda myalis.

Verfolgt man die Veränderung der Faunen der einzelnen Schichtenkomplexe des englischen Crag, so tritt eine doppelte Erscheinung hervor, einerseits die stetige Zunahme der Zahl der noch heute fortlebenden Molluskenarten, andererseits aus der Zunahme arktischer Formen ein allmähliches Heruntersinken des im Beginne der Cragablagerung südlichen Klimas zu dem der Eiszeit. Höchst interessant ist der Nachweis, dass viele Mollusken, die während der Cragperiode die englischen Meere bewohnten, beim Herannahen der Eiszeit sich südwärts zurückzogen und deshalb fossil in dem Pliocän von Sicilien, Süditalien und Griechenland gefunden werden, während sie am Ende der Eiszeit wieder nach Norden wanderten und heute wiederum die britischen Meere bewohnen.

Das Pliocän Italiens.

In Italien lehnen sich mittelpliocäne Schichten, welche unter der Bezeichnung Subapenninformation zusammengefasst worden sind und lokal auf der Congerien-Stufe auflagern, an beide Seiten der Apenninen an. Sie führen zwar meist mediterraneische, jedoch auch zahlreiche tropische Molluskenformen, welche den Geschlechtern Conus, Cypraea, Strombus, Pyrula, Mitra, Fasciolaria, Sigaretus, Delphinula, Ancillaria, Oliva, Terebellum, Terebra, Perna, Plicatula und Corbis angehören. Die gleichzeitige Flora hat aus jetzt auf Madeira und am Golf von Mexico heimischen Pflanzen bestanden. Zu den jüngsten überhaupt bekannten Tertiärschichten gehören die oberpliocänen Ablagerungen Siciliens. Sie sind reich an Korallen und Conchylien, welche ihrer bei weitem überwiegenden Mehrzahl nach noch heute das mittelländische Meer bewohnen, indem von 142 Spezies nur 11 noch nicht lebend nachgewiesen worden sind. So breiten sich auf den Gebirgen Siciliens Bänke von Ostrea edulis, sowie solche der gewöhnlichen Mittelmeerkoralle, Caryophyllia caespitosa, aus, während andere Kalksteine von Pecten Jacobaeus ganz angefüllt sind. Diese pliocänen Schichten erreichen auf Sicilien über 600 m Mächtigkeit, sind trotz ihres

geringen Alters 700 bis 1000 m hoch gehoben worden, bilden ganze Gebirgszüge, wechsellagern mit Tuffbildungen, werden von Lavagängen durchsetzt, kurz bieten Erscheinungen dar, deren Studium ganz ähnliche Verhältnisse paläozoischer Formationen ins klarste Licht setzt. Trotz der fast vollkommenen Identität des organischen Gesamtcharakters dieser Schichten und des jetzigen mittelländischen Meeres hat sich doch seit ihrer Ablagerung der ganze 10200 Fuß hohe Ätna auf ihnen langsam aufgebaut, ein Vorgang, der sicherlich viele Tausend Jahre in Anspruch genommen hat.

Als Fundstätte der Reste einer reichen Säugetier-Fauna ist das Thal des Arno berühmt. Hier tritt eine etwa 160 m mächtige, Sansino genannte, oberpliocäne Schichtenreihe von vorwaltenden Sanden nebst Konglomeraten auf mit Elephas meridionalis, Rhinoceros leptorhinus, Hippopotamus major, Equus Stenonis, Machairodus u. s. w.

C. K. Mayer in Zürich gliedert die Tertiärbildungen in folgende 12 Stufen oder Etagen:

IV. Pliocän.

12) Astische Stufe. Gelbe und blaue Sande von Asti u. a. O. in Piemont, von Modena, Toscana; Crag mit Säugetierknochen v. Norwich; Kalk von Messina.

11) Piacentische Stufe. Blaue Mergel von Castelarquato u. a. O. im Piacentinischen, im Modenesischen; blaue und graue Mergel von Caltanisetti, Miletello in Sicilien; roter und Korallen-Crag v. Suffolk.

III. Miocän.

10) Tortonische Stufe. Blaue Mergel mit Conus canaliculatus und Ancillaria glandiformis von Tortona; obere Süßwassermolasse der Schweiz; Öningen; Braunkohlenbildungen von Schossnitz in Schlesien und in der Rhön; Knochensand von Eppelsheim im Mainzer Becken; Inzersdorfer Schichten und Belvedere-Schichten im Wiener Becken.

9) Helvetische Stufe. Muschelsandstein und subalpine Schweizer Molasse von St. Gallen, Bern, Belpberg; Muschelkalkstein v. Günzburg; Litorinellenkalk im Mainzer Becken; Cerithienschichten und Leithakalk im Wiener Becken; oberste Schichten der Faluns bei Bordeaux; Sternberger Kuchen in Mecklenburg.

8) Mainzer Stufe. Cerithien und Landschneckenkalk von Mainz. Marine Bildung von Baselland, Frickthal, Randen. Graue Süßwassermolasse von Lausanne, Levelier; Sande von Loibersdorf, Grund u. a. O. im Wiener Becken. Süßwasserkalk von Ulm, Zwiefalten in Württemberg, Kleinkems in Baden; Braunkohlen von Kaltennordheim; Gelbe Sande von Saucats und Bordeaux; Kalk von La Beauce.

II. Oligocän.

7) Aquitanische Stufe. Untere Braunkohlenbildung vom hohen Rhonen, rote Molasse vom Rigi. Cyrenenschichten von Mainz und von Südbayern. Niederrheinische und Westerwalder Braunkohlenformation. Untere Faluns bei Bordeaux. Obere Abteilung des Sandsteines von Fontainebleau. Braunkohlen von Radoboj und Sotzka.

6) Tongerische Stufe. Thon mit Cyrena convexa bei Tongern in Belgien; Septarienthon in Belgien, bei Kreuznach und in Norddeutschland; Meeressand von Weinheim; Meeresmolasse von Basel, Pruntrut, Delsberg. Untere Blätter- und Meeresmolasse in Bayern. Asterienkalke von Bordeaux, untere Abteilung des Sandsteines von Fontainebleau. Nummulitenkalke der Diablerets und des Dent du Midi.

5) Ligurische Stufe. Meeressand von Lethen in Belgien, oberste (Bembridge und Osborne) Schichten des Londoner Beckens; Sand von Egeln; Braunkohle der Mark z. T.; Bernsteinformation; Bohnerzablagerungen von Kandern in Baden, von Frohnstetten u. a. O. in Württemberg, von Egerkingen, La Sarraz u. a. O. in der Schweiz; Gyps von Montmartre; Flysch der Appenzeller Berge; Macigno des Apennins.

I. Eocän.

4) Bartonische Stufe. Bartonthon und Sand auf der Insel Wight, Süßwasserkalk von St. Ouen und Sand von Beauchamp, Nummulitenbildung der Ralligenstöcke und in Italien, Wiener Sandstein z. T.; obere Nummuliten von Biarritz.

3) Pariser Stufe. Grobkalkgruppe von Paris, die Sande und Thone von Bagshot und Brackleshan unfern London; Nummulitenbildung der Kantone Schwyz, Glarus, Appenzell; Nummulitenschichten von Kressenberg in den bayerischen Voralpen.

2) Londonische Stufe. Thon von London; obere Thone mit Braunkohlen von Meudon im Pariser Becken; Meeressand von Cuisse Lamotte; Nummulitenschichten der oberen Garonne.

1) Soissonische Stufe. Sand und plastischer Thon von Soissons; die unteren Sande und Süßwasserkalke von Rilly und der plastische Thon im Pariser Becken.

Einiges über die geographische Verbreitung des Tertiärs. Tertiärablagerungen sind auf allen Kontinenten nachgewiesen. In Europa spielen sie deshalb eine sehr wichtige und augenfällige Rolle, weil sie nicht, wie die marinen Gebilde gleichen Alters in Nordamerika auf die Küstenstriche beschränkt sind, sondern infolge der tiefen Buchten und Meeresarme, durch welche unser Kontinent während der Tertiärzeit in eine Inselgruppe gegliedert war, an dem Baue auch der zentralen Partieen des heutigen Festlandes teilnehmen. Die ganze norddeutsche Niederung ist ein zusammenhängendes, freilich zum Teil von noch jüngeren Gebilden bedecktes Tertiärland, welches im Süden mit dem Tertiärbecken des nördlichen Böhmens, im Osten mit der polnisch-russischen, sich bis zum unteren Dnieper ausdehnenden Tertiärzone, im Westen mit den belgisch-holländischen Tertiärablagerungen zusammenhängt. An letztere schließt sich das nordfranzösische Tertiärbecken an, welches sich vom Kanal aus in südlicher Richtung über Paris und Orléans bis an das Granitplateau Zentralfrankreichs erstreckt, von der Seine und Loire entwässert und rings von den Schichten der Kreide umgürtet wird. Auf der anderen Seite des Kanales treten im südöstlichen Teile von England auf beiden Ufern der Themse, sowie auf der Insel Wight und in dem gegenüberliegenden Hampshire Tertiärgebilde auf, in welchen sich große Ähnlichkeiten mit den französischen nicht verkennen lassen. Im südlichen Frankreich besteht die ganze Niederung zwischen dem Zentralplateau und den Pyrenäen, sowie ein Teil dieser letzteren, also das Flussgebiet der Garonne, aus Niederschlägen eines Tertiärmeeres, welches eine direkte Verbindung zwischen dem atlantischen und mittelländischen Meere herstellte. Von der heutigen Mündung der Rhône aus ziehen sich Tertiärablagerungen den Westen und Norden der Alpenkette entlang von Marseille über Genf und München bis Wien, füllen den weiten Raum zwischen Alpen

und Jura aus, bilden die ganze Hochebene zwischen ersteren und der Donau und nehmen einen bedeutenden Anteil an dem Aufbaue der östlichen und nördlichen Voralpen. Da, wo heute Wien liegt, breitete sich der von dem Golfe von Lyon bis dahin verfolgte tertiäre Meeresarm zu einem weiten Seebecken aus, welches ganz Mähren, Ungarn und Siebenbürgen, einen Teil der späteren Karpathen bedeckte, so dass sich nur einzelne Partieen der letzteren über den Spiegel erhoben, und welches noch weiter nach Osten mit dem südrussischen Tertiärmeere in Verbindung stand. Dieses setzte zweifelsohne durch ganz Zentralasien bis nach China und Japan fort. Auch an die Südabhänge der Alpen lehnen sich Tertiärgebilde an, unterteufen die ganze Po-Niederung und erheben sich im Süden derselben zu dem Apenningebirge, welches in seiner Erstreckung von Genua bis Ancona, ebenso wie die gegenüberliegende dalmatische Küste ganz ausschließlich, in seinem südlichen Verlaufe zum großen Teile aus Tertiär gebildet wird. Auch an der Zusammensetzung Griechenlands, Siciliens und der pyrenäischen Halbinsel nehmen Tertiärgebilde einen wichtigen Anteil.

Die Verbreitung des Tertiärs auf dem nordamerikanischen Kontinente ist eine weit einfachere und leichter zu übersehende. Es bildet die schmalen flachen Küstenstriche des atlantischen Ozeans von der Nähe von New-York aus durch New-Jersey, Maryland, Virginia und die beiden Carolinas, wendet sich dann direkt um die südlichen Ausläufer der Alleghanies, breitet sich aus, bildet den Untergrund eines großen Teiles der Staaten Georgia, Alabama, Louisiana und Texas und zieht sich den Mississippi entlang in nördlicher Richtung bis zu dem Teile des südlichen Illinois, wo Ohio und Mississippi zusammenfließen. In ganz ähnlicher Weise bildet es die den Staaten Arizona, Kalifornia und Oregon angehörigen Küstenstriche des stillen Ozeanes. Im Innern des Kontinentes finden wir keine marinen, dahingegen sehr ausgedehnte brackische und Süßwasserablagerungen von tertiärem Alter. Dieselben nehmen weite Areale am Ostabhange der Rocky Mountains nördlich und südlich vom oberen Missouri ein und sind namentlich in den Mauvaises Terres am White River außerordentlich reich an Säugetierresten. Die wichtigsten derselben gehören einer zwischen den Dickhäutern und den Elefanten stehenden Gruppe an. Ihre Hauptvertreter sind Dinoceras und Loxolophodon.

Ein ganz besonderes Interesse haben die Tertiärablagerungen der **arktischen Gegenden.** Grönland, heute zum größten Teile von Inlandeis bedeckt, besaß noch während der Tertiärperiode bis hinauf zum 70° nördlicher Breite einen so üppigen Pflanzenwuchs, dass sich dessen Reste zu bis 3 m mächtigen Braunkohlenflötzen anhäufen konnten. Eine Anzahl der damals in Grönland einheimischen Pflanzen, so Sequoia-, Taxodium-, Quercus-, Juglans-Arten, sind identisch mit miocänen Formen Deutschlands und der Schweiz. Ebenso erzeugten Inseln des arktisch-

amerikanischen Archipels, Nordcanada, Island, die Bären-Inseln und Spitzbergen während der Tertiärzeit eine kräftige Flora, welche Ähnlichkeit mit der miocänen unserer Breiten hat. Sie besteht nach Heer*) aus 9 großen Farnen, 31 Nadelhölzern, 11 Monokotyledonen und 99 Dikotyledonen, worunter sich Wallnuss, Platane, Buche, Eiche, Ahorn und Pappel, ferner Epheu und Weinrebe befinden. Aus dem früher Gesagten (siehe S. 676 f.) wird es freilich wahrscheinlich, dass diese arktische Pflanzenwelt älter als unser mittel- und südeuropäisches Miocän ist, da sie auf ihrer durch die Abkühlung der Erde bedingten, nach dem Äquator gerichteten Wanderung erst dann nach südlichen Breiten gelangte, als sie bereits lange Zeit aus der Polargegend verdrängt war. Es steht jedoch fest, dass in den älteren Zeitabschnitten des Tertiärs in den arktischen Regionen ein üppiges Pflanzenleben gedeihen konnte.

Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärformation sind in dem bei weitem größten Teile ihres Verbreitungsgebietes die ursprünglichen, also flach tellerförmigen geblieben, höchstens sind infolge des Austrocknens, der Zusammenpressung und somit Volumenverringerung wasserreicher, lockerer Schichtensysteme und infolge daraus hervorgehender Senkungen und Spaltenbildungen, Verwerfungen, Knickungen, Biegungen und Stauchungen der darüber liegenden Komplexe eingetreten. Andernorts ist selbst noch das jüngste Tertiär von nicht unbeträchtlichen Verwerfungen und grabenförmigen Versenkungen betroffen worden (s. S. 350). Noch anderer Art aber sind die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten, welche in den Bereichen zum Absatze gelangten, aus denen im Verlaufe der Tertiärzeit nicht nur die höchsten Gebirge Deutschlands, sondern überhaupt des ganzen Erdenrundes hervorgingen. Eines der großartigten Beispiele der Wirkung gebirgsbildender Faltungen während verhältnismäßig jüngster Zeiträume liefert die Beteiligung des Tertiärs am Aufbau der Alpenkette. An diesem haben namentlich die Schichten der eocänen Gruppe, die Nummulitenkalke und der Flysch, aber auch die der Molasse teilgenommen und sind nicht nur aufgerichtet und gefaltet, sondern zum Teil auch überkippt, zu liegenden Falten überstürzt und bis zu mehr als 3000 m über den Meeresspiegel gehoben worden. Die Gipfel des Dent du Midi, des Niederhorns, der Ralligstöcke, der Diablerets, des Grünten, des Rigi, des Speer u. a. bestehen aus tertiären Gesteinsmassen. (Vergl. Fig. 44, S. 185; Fig. 101, S. 340; Fig. 104, S. 341.)

Auch in den Pyrenäen sind eocäne Schichten im Verein mit der Kreide von außerordentlichen Hebungen betroffen worden und steigen zu so bedeutenden Höhen empor, dass selbst ein Teil des höchsten Gebirgskammes,

*) O. Heer. Flora fossilis arctica, die fossile Flora der Polarländer. 7 Bde. Zürich 1868—1883.

der Troumouse, der Marboré (10584 F.), sowie der Mt. Perdu (10676 F.) aus ihnen besteht. Da die Miocänablagerungen am Nordabhange der Pyrenäen horizontal auf den steil aufgerichteten Eocänschichten liegen, so muss die letzte und zwar bedeutendste Hebung des Pyrenäengebirges in die Zeit zwischen Eocän und Miocän fallen.

Vulkanische Erscheinungen während der Tertiärperiode. Im Verlauf der triadischen, jurassischen und kretaceïschen Zeitalter fanden Durchbrüche glutflüssiger Gesteinsmassen nur ausnahmsweise statt und waren dann auf verhältnismäßig kleine Territorien beschränkt. Anders in der Tertiärperiode. In ihrem Bereiche ist die Erde fast überall der Schauplatz großartiger vulkanischer Eruptionen gewesen, deren Produkte durch ihre enge Verknüpfung mit der sedimentären Schichtenreihe und ihre allgemeine Verbreitung an die ganz ähnlichen Erscheinungen während der älteren paläozoischen und der permischen Zeitalter erinnern. Die Eruptivgesteine dieser Perioden waren Diabase und darauf Porphyre und Melaphyre, — die des Tertiärs sind die Familien der Andesite, Trachyte, Rhyolithe und Basalte. Mit ihnen beginnt die große Reihe jener eruptiven Bildungen, welche durch die ganze tertiäre Periode hindurch bis auf den heutigen Tag aus dem Erdinneren hervorgetreten sind; die Laven und Auswürflinge unserer Vulkane schließen sich auf das innigste an die Eruptionsprodukte des Tertiärs an. Überraschend hingegen ist das jugendliche Alter gewisser echter, z. T. Turmalin führender Granite, wie sie z. B. das Eocän der Insel Elba durchsetzt und dasselbe metamorphosiert haben (vgl. S. 404).

Die petrographischen Verhältnisse der Andesite, Trachyte und Basalte, sowie deren Laven, sind in einem früheren Abschnitte, in der petrograph. Geologie, ihre Lagerungsformen in den Kapiteln über architektonische Geologie (S. 350—355), ihre Eruptionserscheinungen in dem Abschnitte über dynamische Geologie (S. 155 und 298), ihre Beeinflussung des benachbarten Nebengesteines in dem Paragraphen über Kontaktmetamorphismus (S. 304) abgehandelt worden, es bleibt somit nur übrig, die Verbreitung dieser Gesteinsgruppen in ganz kurzen Umrissen anzudeuten.

Als uns zunächst liegend zieht die zentraleuropäische Zone von tertiären und quartären Eruptivgesteinen unser Hauptinteresse auf sich. Dieselbe besteht aus folgenden Gruppen von vulkanischen Produkten, welche in ihrer Gesamtheit eine ausgedehnte, im großen und ganzen von Westen nach Osten gerichtete, einstmalige Vulkanzone repräsentiert:

1) Die Basalt-, Trachyt- und Phonolithkuppen, sowie die ringförmigen oder seitlich geöffneten Stratovulkane, die Schlackenberge, die zum Teil von Wasser gefüllten Maare, sowie die Lavaströme der Eifel, deren Mate-

rial die Schichten des Devons und des stellenweise horizontal darüber gelagerten Buntsandsteines durchbrochen hat.*)

2) Die Kuppen von Noseanphonolith, die Kratere, Schlackenberge und Lavaströme, die Tuffbildungen und Auswürflinge der Umgebung des Laacher Sees.**) Dieses ausgezeichnete Vulkangebiet verdient ein etwas näheres Eingehen. Es besitzt einen ungefähren Durchmesser von $2^1/_2$ Meilen und wird durch seine große Zahl wohlerhaltener Stratovulkane und Schlackenberge charakterisiert. Diese umgeben den Laacher See von allen Seiten und sind auf die jedoch bereits lange Zeit vor ihrer Eruption steil aufgerichteten Schichten des Devons aufgesetzt. Sie bestehen, wie dies z. B. der Bausenberg, Hochsimmer und die Kunksköpfe in höchst instruktiver Weise erkennen lassen, aus abwechselnden rohen Lagen von gröberen oder feineren Auswürflingen, von der gewaltigsten Bombe herab bis

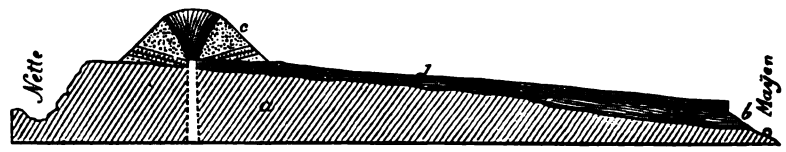


Fig. 502. Profil des Hochsimmer-Vulkanes und seines Lavastromes. Nach v. *Oynhausen*.
a Devonische Thonschiefer; *b* Braunkohle; *c* Hochsimmer-Vulkan; *d* Lavastrom.

zum feinsten Schutt, sowie aus vulkanischen Schlacken und Laven, besitzen zum Teil scharfrandige, seitlich geöffnete, steile Kraterkessel, aus deren manchen Lavamassen geflossen sind und sich entweder stromartig bewegt oder deckenartig ausgebreitet haben (siehe Fig. 502). Andere der dortigen Vulkane sind kraterlose kegel- oder rückenförmige Schlackenberge (so der Herchenberg und Langenberg), welche jedoch ebenfalls wie der Kamillenberg mit Lavaströmen in Verbindung stehen können, und endlich noch andere sind homogene Kuppen von Noseanphonolith (Olbrück, Schilkopf). Als Maare betrachtet man den Laacher See und das Kesselthal von Wehr, deren ersteres geschlossen und daher mit Wasser gefüllt ist, während letzteres einen natürlichen Abfluss und deshalb nur einen sumpfigen Boden besitzt. Eine große Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen die Tuffbildungen im Laacher Territorium. Es sind dies Schlacken-, Trachyt-, Bimsstein- und

*) H. von Dechen. Geognostische Beschreibung der Vulkanreihe der Vorder-Eifel. 2. Aufl. Bonn 1886. — E. Mitscherlich. Geognostische Karte der vulkan. Eifel; mit wissenschaftl. Beihilfe von H. von Dechen herausgegeben von J. Roth. Berlin. — H. Grebe. Jahrb. der kgl. preuß. geolog. Landesanst. 1885. S. 165 u. 364.

**) H. von Dechen. Geognostischer Führer zum Laacher See und seinen vulkanischen Umgebungen. Bonn 1864. — L. Dressel. Geognostisch-geologische Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1871.

Leucittuffe. Erstere bestehen aus meist losen, kleinen Stückchen von poröser, blasiger Schlacke mit zahlreichen Augitkrystallen, Glimmertafeln, seltener mit Olivin oder Hornblende, umschließen verglaste Bruchstücke von devonischen Schiefern und Sandsteinen, sowie Granit und Gneiß und wechseln mit dünnen Lagen erdigen, lichtgefärbten Tuffes. Späterer Entstehung als diese sind die Bimssteintuffe und Leucittuffe. Letztere haben ihre Hauptverbreitung auf der Höhe des Laacher Devonplateaus, erstere hingegen (Trass genannt) bilden vorzüglich innerhalb des Nettethales, des Brohlthales und seiner Nebenthäler Ablagerungen, welche die Thalsohle in bedeutender Mächtigkeit bedecken. Da jedoch das Bachbett in sie eingeschnitten ist, treten sie nur in Form hoher Terrassen an den beiderseitigen Abhängen auf (siehe Fig. 503).

Über die Zeiten, in welche die vulkanischen Ereignisse der Laacher Gegend fallen, können keine Zweifel obwalten, da die das dortige Devon lokal überlagernde oberoligocäne Braunkohle von den vulkanischen Produkten durchsetzt und bedeckt wird, da ferner in den Leucittuffen Abdrücke von mitteltertiären Pflanzen erhalten sind, die unteren Schlackentuffe von Löß überlagert werden und endlich die Bimssteintuffe auf Löß aufliegen und mit ihm wechsellagern. Nirgends ist jedoch ein Lavastrom bekannt, der auf Löß aufliegt, so dass die Bildung der Schlackenkratere und Lavaströme in die Zeit des Jungtertiärs, die der Trachyt-, Leucit- und Bimssteintuffe hingegen in die Ablagerungszeit des Löß fällt, und der Mensch noch Zeuge der letzten Ausbrüche gewesen ist.

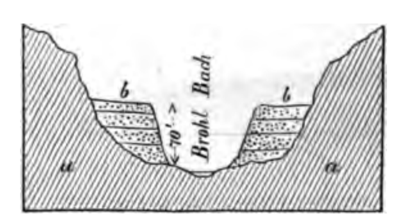


Fig. 503. Profil durch das Brohlthal. (*H. Crd.*)
a Devonische Thonschiefer; *b* Trass- (Duckstein-)Terrassen.

3) Das Siebengebirge, eine zusammenhängende Gruppe von Trachyt-, Phonolith- und Basaltbergen, welche von Tuffen, sowie von Basalt- und Trachytkonglomerat begleitet werden, während sich auf der gegenüberliegenden Seite des Rheines, hinter den Basaltfelsen von Rolandseck, ein flacher ausgezeichnet ringförmiger Krater, der Roderberg, auf dem von devonischen Schichten und Rheingeröllablagerungen gebildeten Untergrunde erhebt.*)

4) Die Bimssteinsande, sowie die zahlreichen Trachyt-, Phonolith- und Basaltberge des Westerwaldes,**) welche ähnlich wie im Siebengebirge von Basalt- und Trachytkonglomeraten umgeben werden.

*) H. von Dechen. Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1861. — Derselbe. Sitzb. d. niederrhein. Gesellsch. f. Natur. u. Heilk. Bonn 1879. 8. Dezember.

**) G. Angelbis. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 393. — H. v. Dechen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1881. S. 442.

5) Das Vogelsgebirge,*) ein über 40 Quadratmeilen großes Hochplateau, aus terrassenförmig übereinander gelagerten Decken von Basalten, Augit-Andesiten und Doleriten aufgebaut, welche zumeist auf Trias, zum Teil auf der Braunkohle aufgelagert sind. Nördlich von ihnen setzen basaltische Gesteine in isolierten Kuppen bis zum

6) Habichtswald und Meißner fort. Besonders instruktiv ist das Auftreten derselben am Meißner. Basalte und deren grobkörnige Modifikationen, Dolerite, bilden dort eine über 100 m mächtige, einheitliche Decke über einem bis 33 m mächtigen Braunkohlenflötze**). Dasselbe hat im Kontakte mit dem basaltischen Gesteine eine stengelige Absonderung und eine Umwandelung in Anthracit erlitten. Die von Moesta beschriebenen und abgebildeten, durch Basalt und Dolerit erfüllten, kreisrunden Eruptionsschlöte (vergl. S. 163, Fig. 36) sind nach Beyschlag nur Einsenkungen der Basaltdecke in napfartige Vertiefungen ihrer Unterlage. Die Eruption des Dolerit-Basalt-Magmas scheint vielmehr auf einigen Parallelspalten, namentlich an der N- und W-Seite des Berges erfolgt zu sein. Als die nördlichsten Vorposten des Basaltes in Deutschland sind die Kuppen zu erwähnen, welche derselbe am Söllinger Walde, nordwestlich von Göttingen bildet.

7) Die Rhön.***) Östlich vom Vogelsberge bilden auf triadischem Untergrunde isolierte Kuppen von Nephelinbasalt, Tephrit und Limburgit nebst Phonolith (Milzeburg) und Basalttuffen (Eube), die von Süden gegen Norden gerichtete Kette der Rhön, deren geologische Fortsetzung sich in Gestalt einzelner Basaltkuppen und -gänge bis in die Nähe von Eisenach (Stoffelskuppe, Pflasterkaute) erstreckt und somit an den südlichen Fuß des Thüringer Waldes anschließt. Diesen entlang setzen isolierte Basaltkegel (Dolmar, Gleichberge) und Phonolithkuppen (Heldburg) †) bis an das Fichtelgebirge und über dieses hinweg über das Erzgebirge (Oberwiesenthaler Eruptivstock ††) und durch die sächsisch-böhmische Schweiz

---

*) H. Bücking. XVII. Ber. d. oberhess. Gesellsch. f. Natur- u. Heilk. S. 49. — H. Sommerlad. ebend. XXII. S. 263. — H. Bücking. Tschermak's Mitteil. 1878. Bd. I. S. 101 u. 538. — J. M. Ledroit. XXIV. Bericht d. oberhess. Gesellsch. z. Darmstadt. S. 133.

**) A. F. Moesta. Geognostische Schilderung der Gegend zwischen dem Meißner und dem Hirschberge in Hessen. Marburg 1867. — F. Beyschlag. Erläuter. z. Blatt Allendorf. Berlin 1886. S. 40.

***) F. Sandberger. Gem. Wochenschrift. Würzburg 1881. — H. Bücking. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1880. S. 149. ebend. 1882. — H. Pröscholdt. ebend. 1883. S. 177.

†) O. Lüdecke. Zeitschr. f. d. ges. Nat. Bd. LII. 2. 1879. S. 266.

††) A. Sauer. Erläut. z. Sekt. Wiesenthal. Leipzig. 1884. S. 51. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884. S. 695, u. 1885. S. 445.

fort und stellen dann die Verknüpfung mit dem großen vulkanischen Gebiete des nördlichen Böhmens her.

8) Das nördliche Böhmen. In der Gegend von Eger mit dem Schlackenberge des Kammerbühl beginnend, nehmen Basalte und Phonolithe in der Gegend östlich von Carlsbad einen ansehnlichen Flächenraum ein. Viel mannigfaltiger jedoch wie hier erscheinen die vulkanischen Gesteine der Tertiärperiode im böhmischen Mittelgebirge entwickelt. Es sind Phonolithe, Trachyte, Basalte und Dolerite, sowie Basaltkonglomerate und Tuffe, welche an der Zusammensetzung desselben teilnehmen, die Braunkohlenformation des böhmischen Beckens durchbrochen, gangförmig durchsetzt, dadurch zu interessanten Kontakterscheinungen Veranlassung gegeben und sich zu imposanten glockenförmigen Domen (Milleschauer, Kletschenberg) aufgetürmt oder decken- und stromartig auf dem Tertiärsandstein ausgebreitet haben.*)

9) Durch das Lausitzer Gebirge (Phonolithkuppe der Lausche, Nephelindolerit von Löbau, Basalt von Friedland) setzen die tertiären Eruptivgesteine über das Riesengebirge bis nahe auf den Kamm desselben (Basaltgänge in den Schneegruben) bis nach Schlesien hinein, wo sie die vereinzelten Basaltkuppen von Goldberg, Liegnitz, Schweidnitz und Oppeln bilden. Eine Verbindung zwischen der mitteldeutschen vulkanischen Zone und den vulkanischen Gebieten südlich von den Karpathen wird durch zahllose, das Neocom und Eocän der Nordkarpathen durchsetzende Teschenitdurchbrüche vermittelt.

Außerhalb der mitteldeutschen vulkanischen Zone liegen im südlichen Deutschland zerstreut: die Nephelindolerite und -basalte des Katzenbuckels im Odenwald,**) zahlreiche Basalte zwischen diesem und dem Vogelsberg (im Süden Nephelin-, nördlich Feldspatbasalte)***) die Sanidin-Oligoklas-Trachyte und Phonolithe des Breisgaues, wo sie im Kaiserstuhl mitten aus der Niederung zwischen Schwarzwald und Vogesen hervortreten †); die Nephelinbasalte und Phonolithe (Hohentwiel, Staufen und Hohenkrähen) im Tertiär des Hegaus, begleitet von Konglomeraten und Tuffen, letztere mit miocänen Pflanzenresten ††); die Basaltkuppen und mächtigen Tuffe der

*) E. Boricky. Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873; sowie über Altersverhältnisse und Verbreitung derselben. K. böhm. Gesellsch. d. Wiss. mathem. Cl. Nov. 1872. — G. C. Laube. Geol. Exkurs. im Thermalgebiete d. nw. Böhmens. Leipzig. 1884.

**) Benecke u. Cohen. Umgeg. v. Heidelberg. 1881. S. 502.

***) C. Chelius. Erläut. z. Blatt Borsdorf (S. 65) u. Blatt Messel (S. 31). Darmstadt 1886.

†) Frd. Nies. Geogn. Skizze des Kaiserstuhlgebirges im bad. Breisgau. Heidelberg 1862.

††) K. v. Fritsch. N. Jahrb. f. Min. 1865. S. 651. — O. Fraas. Geolog. Karte v.

Rauhen Alb (Maar von Randeck), sowie die Spuren echt vulkanischer Thätigkeit (namentlich Bomben und Tuffe im Ries) bei Nördlingen.*)

10) Als vulkanische Gebiete Ungarns und Siebenbürgens**) sind namentlich die Gebirgsstöcke und -züge von Schemnitz-Kremnitz, von Eperies-Tokay, der Matra und des siebenbürgischen Erzgebirges zu nennen. Sie zeichnen sich durch die große Mannigfaltigkeit ihrer trachytischen und andesitischen Gesteine aus, von denen Propylite, Trachyte, Andesite und Quarztrachyte auftreten. An die Abfälle und Flanken der von denselben gebildeten Berge lehnen sich Hügel von Lipariten an, welche wiederum von Perlit- und Obsidianströmen und -decken begleitet werden. Trachyt- und Bimssteintuffe und -konglomerate umlagern dieselben und breiten sich in der Ebene aus, wo sie Abdrücke von oligocänen Pflanzen, ferner Holzopal, sowie Braunkohlenflötze umschließen. In den Trachyten Siebenbürgens setzen gold- und tellurführende Gänge auf, so bei Nagyag und Offenbanya.***) Die Angehörigen dieser trachytischen Gesteinsgruppe haben in Ungarn und Siebenbürgen die horizontal liegenden Schichten des Oligocäns durchbrochen und werden selbst wieder von Basalten durchsetzt, welche zwar sehr zahlreiche, aber räumlich beschränkte Durchbrüche bilden.

An dieser Stelle kann nur angedeutet werden, dass die vulkanischen Gebiete von Zentralfrankreich (Auvergne, Velay, Vivarais), die erloschenen Vulkane Cataloniens ebenfalls tertiären Alters sind und dass der Beginn der vulkanischen Erscheinungen der apenninischen Halbinsel, Siciliens und Griechenlands in die tertiäre Zeit fällt. Derselben Periode gehören die Eruptionen an, aus welchen die nordische vulkanische Zone hervorging, die sich von Grönland aus über Island, die Faer-Öer und Shetlands-Inseln bis nach Schottland, den Hebriden, Irland und Schonen erstreckt. Körnige Basalte, also Anamesite und Dolerite walten hier vor, sind von Tuffen und Konglomeraten begleitet, bilden vielfach gegliederte, gewaltige Systeme von übereinander liegenden Decken, zeichnen sich überall durch ihre prachtvolle säulenförmige Absonderung aus, überlagern an vielen Stellen horizontal gelagerte miocäne Braunkohlen und überhaupt Neogenschichten und

---

Württemb. Bl. Hohentwiel u. Erläut. 1875. — Föhr. Die Phonol. des Hegaus. Würzburg 1883. Diss. — F. Schalch. Das Gebiet nördl. v. Rhein. Bern 1883. S. 82—114.

*) C. W. Gümbel. Über den Riesvulkan. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. München 1870. S. 153. — O. Fraas. Geogn. Beschr. v. Württemb. etc. 1882. S. 161. — H. Möhl. Die Basalte d. Rauhen Alb. Württemberg. naturw. Jahreshefte. 1874.

**) F. v. Richthofen. Studien aus d. ungar.-siebenb. Trachytgeb. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. Bd. XI. S. 153. — F. v. Hauer und Stache. Geologie Siebenbürgens. — C. Dölter. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XXIII u. XXIV. — J. W. Judd. On the ancient Vulcanos of Schemnitz. Quart. Journ. of the geol. Soc. V. Tom. XXXII. London 1876. S. 192. — Siehe auch F. von Hauer. Geologie. II. Aufl. Wien 1877. Über die Eruptivgesteine der Neogenformation.

***) B. v. Jukey. Nagyag und seine Erzlagerstätten. Budapest 1885.

werden von jüngeren Basalt-, zum Teil auch, so auf Island, von Quarztrachytkuppen und Gängen durchsetzt.

Die in ihrer Ausdehnung ohne ihres Gleichen dastehende Zone von zum großen Teile jetzt noch thätigen Vulkanen, welche sich gürtelförmig rings um den stillen Ozean zieht, besteht neben den neuesten Produkten vulkanischer Thätigkeit aus den mannigfaltigsten trachytischen, andesitischen und basaltischen Gebilden, deren Eruption in die Tertiärzeit hinein reicht.

Das Quartär.

a. Diluvium oder Postpliocän; b. Alluvium.

Das Diluvium.

Während der älteren Zeitabschnitte der Diluvialperiode war der größte Teil Europas und Nordamerikas von Inlandeis und Gletschern bedeckt.*) Auf dem erstgenannten Kontinente lassen sich drei größere Vergletscherungszentren feststellen, von denen gewaltige Eisdecken und Gletscherströme allseitig ausgingen und große Ländergebiete überzogen, und zwar:

1) Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glazialgebiete;

2) die Hochlande und Gebirge Britanniens mit dem westeuropäischen Glazialgebiete;

3) die Alpen mit dem südeuropäischen Glazialgebiete.

Um diese Hauptglazialgebiete scharen sich zahlreiche kleinere Gletscherherde.

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glazialgebiete.**)

In der Periode intensivster Vergletscherung breitete sich von den zentralen Partieen Schwedens und Norwegens aus eine zusammenhängende, in allseitig radiärer Bewegung befindliche Decke von Inlandeis über fast die ganze nördliche Hälfte von Europa aus und nahm während dieser ihrer größten Ausdehnung einen Flächenraum von mehr als 2 Millionen qkm

---

*) Jam. Geikie. The great Ice-Age. London 1877.

**) Litteraturangaben (namentlich über das skandinavisch-norddeutsche Glazialgebiet): A. Erdmann. Exposé des formations quaternaires de la Suède. Stockholm 1868. (Siehe N. Jahrb. f. Min. 1869. S. 500.) — O. Torell. Undersökningar öfver Istiden. Öfversigt af K. Vetensk. Akad. Forhandl. Stockholm 1872. Nr. 10; 1873. Nr. 1. — Th. Kjerulf. Geologie des südl. u. mittl. Norwegen. Bonn 1880. S. 1—52. — Außerdem zahlreiche Abhandlungen von E. Erdmann, de Geer, Gumälius, Nathorst, Helland, Holström, Törnebohm u. A. sowie die Publikationen der Geologischen Landesuntersuchung von Schweden.

G. Berendt. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1879. S. 1. — ebend. 1880. S. 56. — Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. II. Heft 3. Der Nordwesten v.

ein. Über Finmarken und die Halbinsel Kola floss das Eis nach N und NO in die arktische See, vom westlichen Norwegen aus in westlicher und nordwestlicher Richtung in den atlantischen Ozean, weiter im SW bis über die Orkneys und Shetlands hinaus; die vom südöstlichen Norwegen nach SW strömenden Massen füllten die Nordsee aus, bedeckten Dänemark und Holland und erreichten die heutige Mündung der Themse und des Rheines; vom mittleren Schweden drang das Eis nach Süden zu über Schonen, die Ostsee und das westlichere Norddeutschland bis an den Harz, das Erzgebirge und die Sudeten vor; von den nordöstlichen Strichen Schwedens breitete sich die Eisdecke nach SO und O über den Bottnischen Meerbusen, Finnland, die östlichen Striche der norddeutschen Ebene über Polen, Galizien und den größten Teil des europäischen Russlands aus. Der südliche Rand dieser gewaltigen Fläche von Inlandeis verlief zu dieser Zeit etwa an der Mündung der Themse über diejenige des Rheines durch Westfalen und das südliche Hannover bis zum Nordabhange des Harzes, schlang sich um letzteren in südwestlicher Richtung nach Thüringen hinein und

---

Berlin. — Jahrb. d. k. pr. geolog. Landesanst. 1880. S. 275. — ebend. 1881. S. 482. — ebend. 1884. S. 201. — Marine Diluvialfauna in Westpreußen. Schrift. d. phys.-ökon. Gesellsch. Bd. VI. 1865; Bd. VIII. 1867; Bd. XV. 1874; in Ostpreußen ebendort. Bd. XV. 1874 u. a. O. — Berendt u. Dames. Geognost. Beschreib. d. Gegend v. Berlin. II. Aufl. 1885. — H. Credner. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1879. S. 21. — ebend. 1880. S. 75. — ebend. 1880. S. 571. — ebend. 1876. S. 133. — Verh. d. Gesellsch. f. Erdkunde z. Berlin 1880. Nr. 8. — Das sächs. Granulitgebirge. Leipzig 1884. S. 132. — Der Boden d. Stadt Leipzig. Mit 2 Profiltafeln. Leipzig 1883. — W. Dames. Die Glazialablagerungen der norddeutsch. Ebene. Berlin 1886. — E. Geinitz. Beitr. z. Geologie Mecklenburgs. I. bis VII. 1879—85. Güstrow. — Der Boden Mecklenburgs. Stuttgart 1885. — Die Mecklenb. Geschiebestreifen. Stuttgart 1886. — A. Helland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1879. S. 63. — ebend. S. 716. — A. Jentzsch. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880. S. 666. — Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1881. S. 546. — ebend. 1884. S. 438. — 1886. S. 353. — u. zahlr. Aufsätze in d. Schriften d. phys.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg 1874—1882. — K. A. Lossen. Der Boden d. Stadt Berlin. Berlin 1879. S. 732—1024. — A. Penck. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1879. S. 117. — A. Remelé. Festschr. z. 50jähr. Jubelf. d. Forstakad. Eberswalde 1880. — Die versteinerungsf. Dil.-Geschiebe d. norddeutsch. Flachlandes. I. Berlin 1883. — F. Römer. Lethaea erratica. Paläont. Abh. B. II. H. 5. Berlin 1885. — C. Schröter. Flora d. Eiszeit. Zürich 1883. — F. Wahnschaffe. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880. S. 774. — ebend. 1882. S. 562. — ebend. 1883. S. 831. — Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. 1880. S. 340. — ebend. 1882. S. 220. — ebend. 1885. S. 260. — Die Quartärbildungen d. Umgeb. v. Magdeburg. Abh. z. geol. Spezialk. v. Pr. B. VII. H. 1. Berlin 1885. — Außerdem sehr zahlreiche Publikationen (besonders auch über die Diluvialgeschiebe) von Dalmer, Dames, Dathe, Eck, v. Fritzsch, E. Geinitz, Gottsche, Hazard, Jentzsch, Johnstrup, Keilhack, Klebs, Klockmann, Lang, Laufer, Martin, Nötling, Orth, Penck, Remelé, F. Römer, Sauer, Scholz, Werth — namentlich in d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. u. dem Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanstalt, ferner die Flach- und Hügellandssektionen der k. preuß. und k. sächs. geolog. Spezialkarten.

bildete hier eine tiefe Ausbuchtung. Von dort aus wendete er sich quer durch Sachsen, südlich von Zwickau, Chemnitz, Dresden, Löbau und Zittau vorbei, den Fuß des Riesengebirges und der Sudeten entlang durch Polen und Galizien über Lemberg südlich von Kiew vorbei über Poltawa bis fast an die Wolga. Dann zog er sich nach N zwischen Kasan und Nischnei-Nowgorod hindurch, bis er das Eismeer ungefähr an der Tschesskaja-Bai erreichte. Am Harz, in Sachsen und in Schlesien besitzt diese Schmelzlinie des einstigen Inlandeises eine Meereshöhe von 400—500 m. Alle diejenigen Teile Europas, welche nördlich dieses Bogens liegen, waren von Inlandeis bedeckt, das seinen Ausgangspunkt in Skandinavien hatte, und tragen noch heute die Spuren dieser Eisbedeckung. Die Mächtigkeit dieser letzteren muss eine sehr beträchtliche gewesen sein und in den zentralen Partieen Norwegens und Schwedens mindestens 1700 m betragen, nach der oben verfolgten Schmelzlinie zu aber ganz allmählich abgenommen haben.

In einem späteren Abschnitte der Glazialperiode, während dessen das Eis seine oben angegebene weitere Verbreitung nicht mehr erreichte, muss seine Bewegung anderen Richtungen gefolgt sein. Namentlich macht sich eine Strömung von Finnland über Estland und Livland geltend, welche sich von da aus nach W und NW umbiegt, über Südschonen und das nördlichste Deutschland nach Holland verläuft und hier die früheren N-S-Bahnen fast rechtwinkelig kreuzt.

Aus der an verschiedenen Punkten des nordeuropäischen Glazialgebietes beobachteten Wechsellagerung mehrerer nordischer Grundmoränen mit Kiesen und Sanden, diese mit Skelettteilen von Säugetieren und Süßwasserconchylien oder mit Torfeinlagerungen, lässt sich auf sehr beträchtliche Oszillationen des Inlandeises, wahrscheinlich sogar auf eine doppelte Vergletscherung des nördlichen Europas und auf eine sie trennende Interglazialperiode schließen.

Die Spuren und Ablagerungen, welche das skandinavische Inlandeis auf dem zur Glazialzeit von ihm bedeckten Areale, also auf dem alten Gletscherboden zurückgelassen hat (vergl. S. 262 u. f.), sind die folgenden:

Friktionserscheinungen. In Skandinavien hält es schwer, Stellen nachzuweisen, welche von der scheuernden und glättenden Wirkung des Eises unberührt geblieben wären, vielmehr ist die Oberfläche von Norwegen und Schweden, dort wo sie aus festem Fels besteht, an unzähligen Punkten z. T. spiegelglatt geschliffen, rundhöckerartig umgestaltet und von Schrammen und Furchen, sowie von feinen Ritzlinien bedeckt, wie sie nur durch die Bewegung von Gletschermassen und mit diesen der Grundmoräne hervorgebracht werden können (s. Fig. 79 u. 80, S. 264). Da diese ganz allgemein über Skandinavien verbreiteten Gletscherschrammen und -ritzen nicht nur gesetzmäßige Richtungen innehalten, sondern sich auch nur über die eine (Stoß-)Seite der Hügel und Felskuppen hinwegziehen, während

sie auf dem entgegengesetzten, rauh gebliebenen Abhange (Leeseite) fehlen, so ließ sich hier mit Sicherheit konstatieren, dass die sie verursachenden Eisströme von mehreren, im Inneren Skandinaviens gelegenen Hauptzentren radial ausgingen und in ihrer Gesamtheit eine allgemeine Eisdecke bildeten, welche sich, wenn auch lokal in ihrer Richtung beeinflusst durch tiefe Thaleinsenkungen oder beträchtliche Bodenerhebungen, doch im allgemeinen allseitig nach außen bewegte. Im südlichen Schonen, auf Bornholm und Seeland wurden jedoch Systeme von Schrammen beobachtet, welche eine nordwestliche Richtung innehalten und, wie bereits oben bemerkt, von einer späteren Eisströmung (einer zweiten Vergletscherung) herrühren.

In den zwischen dem bottnischen und finnischen Meerbusen gelegenen Teilen Finnlands sowie auf den Alandsinseln, ebenso in Estland, Livland und Kurland nebst Dagö und Ösel besitzen die vielerorts die Felsoberfläche überziehenden Schrammen gleichbleibend einen südsüdöstlichen bis südlichen Verlauf, zeigen also auf das nördliche Schweden als Ausgangspunkt der dortigen Vergletscherung zurück. Außerdem aber machen sich auch schon hier jene oben erwähnten jüngeren, und zwar nach SSW verlaufenden Schrammen bemerklich, welche auf Gotland zu noch viel deutlicherem Ausdruck gelangen, so dass sich hier allgemein 2 Schrammungsrichtungen beobachten lassen, eine südöstliche, dem älteren Radialsysteme, und eine südwestliche, der baltischen Strömung angehörige. Letztere biegt sich dann um das Südende Schwedens und nimmt hier, wie erwähnt, eine westliche bis nordwestliche Richtung an.

In dem norddeutschen Glazialgebiete treten Felsgesteine, auf welchen sich derartige Friktionserscheinungen bethätigt haben und von der Verwitterung verschont geblieben sind, nur sporadisch, als isolierte Durchragungen des Schwemmlandes auf. Rundhöcker, Schliffflächen, Schrammen und Ritzlinien, die von dem nordischen Inlandeis herrühren, sind bisher beobachtet worden: auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf (Richtung nach SSO, gekreuzt von jüngeren nach W verlaufenden Ritzen); auf dem Bonebedsandstein von Velpke und Danndorf zwischen Magdeburg und Braunschweig (NNO—SSW; jüngeres System O—W); bei Gommern südöstl. von Magdeburg (N—S); auf dem karbonischen Sandstein bei Osnabrück (NNO—SSW, zum schwedischen System gehörig); auf den Septarien des Oligocäns bei Joachimsthal am Werbelliner See (NNO—SSW); auf den Porphyren des Galgenberges bei Halle, bei Landsberg (N—S), bei Taucha, bei Brandis (NNW—SSO); bei Collmen (WNW—OSO), bei Wildschütz (WNW—OSO, gekreuzt von ONO—WSW) und bei Oschatz (NNO—SSW); auf dem Granit von Lommatzsch (N—S); auf der Grauwacke von Ponickau (NNO—SSW). In den Schliffen von Rüdersdorf, Velpke, Danndorf und Wildschütz gelangt demnach die jüngere baltische Glazialströmung neben der schwedischen zum Ausdrucke.

Die Grundmoräne. Da das Inlandeis die skandinavisch-nordeuropäischen Landstriche zur Zeit seiner größten Ausdehnung in Gestalt einer zusammenhängenden Decke überzog, war damals keine Gelegenheit zur Bildung von Oberflächenmoränen geboten. Dahingegen hat die unter dem Eise, zwischen diesem und dem Gletscherboden, durch Zerstückelung, Zermalmung und Zerreibung losgetrennter Teile dieses letzteren gebildete Grundmoräne eine allgemeine Verbreitung über das ganze Glazialareal erhalten. Diese Grundmoräne des nordischen Inlandeises der Diluvialzeit wird in Schweden als Botten- oder Krosstensgrus und Krosstenslera, in Dänemark als Rollstenslera, in Deutschland als Blocklehm, Geschiebelehm oder Geschiebemergel bezeichnet. Die allgemeine petrographische, namentlich die strukturelle Beschaffenheit dieses Geschiebelehmes ist in seinem ganzen Verbreitungsgebiete von Estland und Galizien bis Holland und Dänemark, von Schonen bis an den Fuß des Erzgebirges durchweg die nämliche. Überall ist er ein sich rauh und kratzig anfühlender Lehm, an der Oberfläche gelbbraun und sandig, in der Tiefe grau bis schwärzlich, thonig und kalkhaltig (bis über 12 Prozent), angefüllt von Mineralkörnern und -splittern, sowie von ordnungslos und wirr verteilten nordischen Geschieben. Er ist das Zermalmungsprodukt der verschiedenartigsten Gesteine von ausnahmslos nordischer oder nördlicher Herkunft. Die charakteristischsten und verbreitetsten dieser Geschiebe sind: Feuersteine, Schreibkreide, Dogger, versteinerungsreiche Silurgesteine, Scolithussandstein, Dalaquarzite, zahlreiche Varietäten von Gneißen, Hälleflinta, Amphibolite, buntfarbige Granite, Syenite, Rappakiwi, rote Porphyre, Diabase, Diorite, Rhombenporphyre, schonische Basalte u. a. Sie haben ihre Heimat sämtlich in Schweden und Norwegen, den baltischen Provinzen und dem Gebiete der Ostsee. Zu ihnen gesellen sich nach Süden zu Geschiebe, welche deutschem Boden entstammen, in die nordische Grundmoräne aufgenommen und mit ihr meist in ungefähr südlicher Richtung weiter transportiert worden sind.

Die Geschiebe dieser Grundmoräne werden, sobald sie beträchtlichere Dimensionen erreichen, erratische Blöcke, nordische Geschiebe oder Findlinge genannt. Dieselben sind teils im Geschiebelehm eingeschlossen, teils liegen sie auf seiner Oberfläche zerstreut, zuweilen dicht angehäuft. Sie besitzen sehr gewöhnlich 1—2 m, nicht selten bis 3 m Durchmesser, doch sind auch Blöcke von 5—10, noch vereinzelter solche von 12—15 m Länge bekannt.

Die Blöcke werden an Größe noch übertroffen durch die gewaltigen Schollen von Kreide, welche im Geschiebelehm, besonders von Schleswig-Holstein, Mecklenburg und Vorpommern stecken und Jahre lang durch Steinbrüche abgebaut worden sind.

Sehr gewöhnliche und charakteristische Erscheinungen sind Schliff-

flächen, Schrammen- und Ritzensysteme auf den Geschieben (vergl. S. 264, Fig. 78), wodurch sich diese als Scheuersteine kundgeben und den Geschiebelehm, der sie birgt, als Grundmoräne kennzeichnen.

Während sich, wie gesagt, die Struktur und der allgemeine petrographische Habitus der letzteren überall ziemlich gleich bleibt, ist die Beschaffenheit der in ihr enthaltenen Geschiebe eine verschiedene je nach der geologischen Zusammensetzung derjenigen Gebiete, in welchen die einzelnen von Skandinavien ausstrahlenden Gletscherströmungen ihre Heimat hatten, oder welche sie auf ihrem Wege überschritten haben. So bestehen die nordischen Geschiebe an der südöstlichen Küste Englands z. T. aus Zirkonsyenit und Rhombenporphyr der Gegend von Christiania, — im Königreich Sachsen ausschließlich aus Gesteinen aus dem mittleren Schweden, Schonen, Bornholm, Gotland und dem baltischen Kreidegebiet, — im südlichen Russland bei Kiew aus Rappakiwis und Silurkalken von Finnland und Estland, haben also nach England einen südwestlichen, nach Sachsen einen südlichen, nach Kiew einen südöstlichen Transport erlitten.

Während an diesen äußeren Grenzen des skandinavischen Glazialareales die radiäre Transportrichtung sich rein und klar zu erkennen giebt, macht sich in den zwischen Schweden und Finnland einerseits und der eben erwähnten südlichen Randzone des älteren Vergletscherungsgebietes andererseits gelegenen Landstrichen in Übereinstimmung mit der Richtung des jüngeren baltischen Schrammensystemes (S. 730) ein anfänglich südwestlicher, dann rein westlicher, ja nordwestlicher Transport und zwar namentlich in der Verbreitung estländischer Silurgesteine und -fossilien sowie charakteristischer alander Gesteinsarten bemerklich.

In Schonen, Dänemark, Holstein, in der Mark Brandenburg, in Preußen und anderen nördlichen Gebieten Norddeutschlands unterscheidet man zwei Geschiebelehme, einen oberen, meist gelblichbraunen und einen unteren blaugrauen, welche der zweimaligen Vergletscherung der betreffenden Areale entsprechen und durch eine Rückzugsperiode, z. T. auch durch interglaziale Ablagerungsprodukte getrennt sind. Wie bereits oben angedeutet wurde, erreicht jedoch die Ausdehnung der zweiten Vergletscherung diejenige der ersten nicht ganz, so dass die südliche Randzone des norddeutschen Diluviums ausschließlich von den Produkten der ersten Eisüberflutung gebildet wird. Auch abgesehen von dieser Zweigliederung treten an vielen Stellen drei und mehr Bänke von Geschiebelehm zwischen den später zu besprechenden geschichteten Diluvialgebilden auf und weisen auf wiederholte größere Oszillationen des Eisrandes hin.

Lokalfazies des Geschiebelehmes; Stauchung des Untergrundes des letzteren. Auf ihrem Wege ergänzt sich die Grundmoräne stetig durch Aufnahme neuen Gesteinsmateriales aus dem Gletscherboden. Am auffälligsten ist dies z. B. dort, wo das Inlandeis und mit ihm die Grundmoräne das

baltische Kreideareal erreichte und überschritt. Von hier aus erscheint der Geschiebelehm gespickt mit bis dahin fehlenden Feuersteinen und Kreidebrocken, beim Überschreiten des Rotliegenden färbt er sich rot, auf dem Porphyrterrain Sachsens füllt er sich mit Porphyrfragmenten, auf dem Muschelkalk und Jura mit versteinerungsführendem triadischen und jurassischen Materiale, ebenso wie er sich Süßwasser- und marine Conchylien dort einverleibt, wo er Wasserbecken oder jüngere lockere Schlamm- und Sandablagerungen überschreitet. Der Geschiebelehm erhält dadurch an solchen Stellen eine von der Zusammensetzung des Untergrundes bedingte Lokalfazies.

Die Aufnahme neuer Gesteinsfragmente in die Grundmoräne ist besonders auffällig dort, wo das Ausgehende spröder Schichten oder massiger Gesteine durch das darüber ziehende Eis und dessen Grundmoräne zertrümmert, zu einem chaotischen Haufwerke von eckigen Bruchstücken umgewandelt und mit mehr oder weniger reichlichem Geschiebelehm verknetet ist (Krosstensgrus). Von solchen Punkten aus verbreiten sich dann die frisch aufgenommenen Gesteinsfragmente schweifartig in der Richtung der Eisbewegung, nehmen durch gegenseitige Reibung abgerundete oder kantenbestoßene Gestalt an und werden z. T. nebst ihren organischen Einschlüssen angeschliffen und geschrammt.

Auf einem Untergrunde von lockerem, klastischem oder nachgiebigem Materiale (z. B. Braunkohle, Thon, Sand, Kies des Oligocäns und Diluviums äußerte sich der Eisschub in der Form von Stauchungen, Zusammenschiebungen, Überkippungen und Zerreißungen der oberflächlichen Schichten (s. S. 265), die dann oft schweifartig in den Geschiebelehm hinein gezogen werden. Derartige Druckerscheinungen sind überall in der norddeutschen Ebene, ebenso wie in Schonen und Finnland, allgemein verbreitet. An anderen Stellen, wo das Material weniger biegsam ist, können dessen Bänke in große Stücke gebrochen und verschoben und zwischen sie gangförmige Massen des Geschiebelehms eingepresst werden. So sind die Kreidefelsen von Moen, Rügen und Wollin zusammengeschobene Riesenschollen, die von bis zu 100 m langen Injektionen des Geschiebelehms durchsetzt werden.

Riesentöpfe und Sölle. Nicht selten sind auf alten Gletscherböden, z. B. der Alpen, Riesentöpfe anzutreffen, wo sie durch rasch dahin schießende, strudelnde Schmelzwasser mit Hilfe härterer Gerölle eingebohrt wurden. Gleiches wiederholt sich auf dem nordeuropäischen Glazialgebiete in Schweden, in Norwegen (vergl. S. 243, Fig. 65), ferner auf dem Muschelkalke von Rüdersdorf und Oberschlesien, auf dem Gypse von Wapno, im Diluvialthone von Ülzen u. a. O. Eine verwandte Erscheinung sind die in Mecklenburg, auf Rügen und in Pommern allgemein verbreiteten Sölle.

Es sind dies kreisrunde, trichter-, kessel- oder schüsselförmige, oft mit Wasser oder Torf ausgefüllte Strudellöcher im Geschiebelehm.

Geschichtetes Glaziäl- und Interglazialdiluvium. Dessen organische Reste. Neben dem Geschiebelehm oder Geschiebemergel als der eigentlichen Grundmoräne besteht das nordeuropäische Diluvium auch noch aus geschichteten, also mit Hilfe des Wassers zustandegekommenen Ablagerungen, den Diluvialkiesen, -sanden und -thonen, in welchen man als den Auswaschungs- und Schlemmprodukten des Geschiebelehms die nach ihrer Schwere und Korngröße separierten und getrennt abgelagerten Bestandteile der Grundmoräne wieder erkennt. Die Diluvialsande bestehen demnach vorzugsweise aus Körnchen von Quarz, Feldspat und Amphibol, nebst Blättchen von Glimmern und Partikeln von Eisenerzen und werden, wenn sie besonders glimmer- oder feldspatreich sind, als Glimmer- oder als Spatsande, bei größter Feinheit des Kornes als Schlepp, bei reichlicher Führung von kretaceïschen Bryozoën als »Korallensand« bezeichnet. Diluvialgrand nennt man ein Gemisch von sandigem und grobkiesigem nordischen Materiale. Der meist außerordentlich regelmäßig und zart geschichtete und dann lagenweise verschieden gefärbte Diluvialthon, Glindower Thon oder Bänderthon, ist aus dem Absatze der allerfeinsten Ausschlemmungsprodukte, also der thonigen, kalkigen und mehligen Teilchen des Geschiebemergels hervorgegangen.

Diese geschichteten Ablagerungen, die sich gegenseitig, sowie auch den Geschiebelehm stellvertreten können, nehmen an der Zusammensetzung des nordischen Diluviums von Schonen bis nach der südlichen Randzone des letzteren einen wesentlichen, sogar meist vorwiegenden Anteil; namentlich pflegen sie die unterste Stufe der Glazialformation in z. T. außerordentlicher Mächtigkeit aufzubauen. Charakteristisch ist für die hierher gehörigen Sande und Kiese ihre Linsen- und diskordante Parallelstruktur.

Aus dem Diluvium von Lauenburg a. d. Elbe beschrieb Keilhack ein zwischen den unteren und oberen Geschiebemergel eingeschaltetes, also interglaziales Torflager aus Resten einer Flora, welche auch heute wieder in jener Gegend vorkommt, ein Hinweis auf eine lange, durch das Inlandeis klimatisch nicht beeinflusste Interglazialzeit. Nach Jentzsch tritt auch bei Purmallen (Memel) ein interglaziales Kohlenlager auf.

Lokal führen die Kiese, Sande und Thone des Glazial- und Interglazialdiluviums **organische Reste,** und zwar:

1. Marine Mollusken

a) von arktischem Habitus: Cyprina islandica, Yoldia arctica und Astarte borealis in Westpreußen (Yoldien- und Cyprinenthone, westlich von Dirschau, und in dem Gebiete zwischen Tolkemit, Elbing, Mewe, Raudnitz, Allenstein, Pr. Eylau); Cyprina islandica in Schleswig und Dänemark (Cyprinenthone);

b) von Nordseehabitus: Ostrea edulis, Tellina solidula, Corbula gibba, Mactra subtruncata, Cardium edule, Cerithium lima, Scalaria communis, Buccinum reticulatum. Hierher gehören die Vorkommnisse bei Colberg, auf Rügen, in Ost- und Westpreußen (Mewe, Bromberg, Thorn, Heilsberg, Pr. Eylau, Elbing, Dirschau), ferner in Holstein und an der Unterelbe, so die Mytilus-Bänke von Tarbeck, die Ostrea-Bänke von Blankenese und Stade, die Cardium-Sande von Lauenburg.

2. Süßwassermollusken besitzen eine weit ausgedehntere Verbreitung im geschichteten nordischen Diluvium, wo sie von Schonen, Rügen, von der Unterelbe, der Umgegend von Berlin, Potsdam, Rathenow, Sperenberg, Rüdersdorf, Fürstenwalde, Magdeburg, Westeregeln, Latdorf, Halle, vom Fläming, aus Westpreußen u. a. O. bekannt geworden und zuweilen schichtenweise in ungeheurer Menge angehäuft gefunden worden sind. Dies gilt namentlich von Paludina diluviana und Valvata piscinalis. Beide treten lokal auch in Vergesellschaftung mit marinen Mollusken auf. Außer ihnen sind zu erwähnen: Bithynia tentaculata, Limnaeus stagnalis, Planorbis spirorbis, Pisidium amnicum, Cylas cornea, Anodonta cygnea, Unio u. a. Aus dem Diluvium von Halle und Bromberg ist Cyrena fluminalis bekannt geworden. Die Brackwasserform Dreissena polymorpha ist in Ost- und Westpreußen häufig.

3. Landmollusken: Helix pulchella, Pupa muscorum, Vertigo pygmaea, Achatina lubrica (aus dem Liegenden des unteren Geschiebelehms in Fläming).

4. Fische: Cyprinus carpio, Perca fluviatilis, Esox lucius (ebendort, ferner bei Oberohe und Ülzen in der Lüneburger Haide, Korbiskrug aus dem nämlichen Niveau).

5. Säugetiere: Elephas primigenius, E. antiquus, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Ovibos fossilis, Rangifer groenlandicus, Cervus euryceros, Cer. dama, Cer. alces, Ursus, Equus u. a.

6. Pflanzen: In Glazialthonen Schonens, ebenso in Mecklenburg, wies Nathorst Reste einer arktischen Flora, nämlich Dryas octopetala, Betula nana, Salix polaris nach, Keilhack beschrieb aus dem präglazialen Unterdiluvium des Fläming und der Lüneburger Haide sowie aus dem interglazialen Torflager von Lauenburg Reste einer unserer heutigen entsprechenden Flora von Alnus, Acer, Quercus, Fagus, Betula, Corylus, Populus, Cornus, Pinus u. a. Diluviale Diatomeenlager sind z. B. in Ost- und Westpreußen, in der Lüneburger Haide, bei Dessau bekannt.

Da die oberen Partieen der Sande und Kiese oft von der sich unter großem Drucke über sie hin bewegenden Grundmoräne aufgearbeitet und aufgenommen worden sind, so gelangten häufig auch die organischen Reste der ersteren und zwar namentlich Conchilien (besonders Paludina diluviana) in den Geschiebelehm, in welchem sie demnach die Rolle von Geschieben spielen, oft zerstückelt und zuweilen geschrammt sind.

Glaziale Rückzugsgebilde. Beim Abschmelzen des Inlandeises gelangten auf der Grundmoräne oder an deren Stelle geschiebeführende nordische Sande und Grande, Gerölle, Blockanhäufungen und Moränenschutt als letzte Gebilde der skandinavischen Vergletscherung zum Absatze. Von ihnen besitzt die allgemeinste Verbreitung der Geschiebedecksand (Geschiebesand, Decksand, Rullstenssand). Es ist dies ein schüttiger Sand und Grand mit größeren und kleineren Geschieben nordischer Herkunft, z. T. von pyramidaler Gestalt (Dreikanter). Derselbe bildet ausgedehnte Decken auf den Hochflächen von Schonen, Dänemark, Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Pommern und den benachbarten Strichen Norddeutschlands sowie des uralisch-baltischen Höhenzuges. Nicht immer als gleichmäßige Decke entwickelt, formt er oft langgestreckte Züge von maulwurfshaufenähnlichen Hügeln, welche mit erratischen Blöcken überstreut und zwischen welchen abflusslose Weiher, Tümpel und Moorflächen eingesenkt sind, so dass typische Moränenlandschaften entstehen (Ostpreußen, Pommern, Mecklenburg, Sachsen).

Unverkennbare, einem Stillstande des sich zurückziehenden Eisrandes ihren Ursprung verdankende End- oder Stirnmoränen repräsentieren die sog. Geschiebezüge des ganzen mecklenburg-pommerisch-preußischen, an Seen so reichen Höhenzuges, welche sich zu mehreren hintereinander, in einem gewaltigen nach N offenen Bogen von Holstein aus über die Oder bis zur Weichsel erstrecken, und aus Streifen von lauter kuppen- oder rückenförmigen Hügeln bestehen, die aus Geschiebesand, mit Blöcken angefülltem Geschiebelehm oder aus einer dichten Steinpackung zusammengesetzt sind, und sich nicht selten an die das Land durchquerenden Bodenwellen des Gebirgsuntergrundes anlehnen oder sich ihnen auflagern.

Noch deutlicher gestalten sich die End- und Seitenmoränen im mittleren Schweden und in Norwegen, wo sich das schmelzende Inlandeis bereits in eine Anzahl Einzelgletscher aufgelöst hatte, welche den größeren Thaleinsenkungen folgten und bei ihrem schließlichen Rückzuge an deren Abhängen Seitenmoränen, sowie die Thäler durchquerende Endmoränen zurückließen. Namentlich in Norwegen (z. B. am Kristiania-Fjord und den zugehörigen Thälern) und zwischen Wener- und Wettern-See finden sich vollständige Systeme solcher sich mehrfach hintereinander wiederholender Endmoränen, welche nicht selten die Thäler absperren und zur Aufstauung von Seen Veranlassung gegeben haben.

Zu der Gruppe der der Grundmoräne aufgelagerten Glazialgebilde gehören auch die schwedischen Åsar. Es sind dies steile, bis zu 50, ja 60m hohe, wallartige Rücken fluviatilen Ursprunges, welche sich meilenweit (das Upsala-Ås in mehr als 27 geogr. Meilen Länge) vom Meeresspiegel oder von der allgemeinen Geschiebesanddecke Nordschonens aus ununterbrochen bis in das mittlere Schweden bis zu 360m Meereshöhe verfolgen lassen, ziemlich parallel zu einander das Land durchziehen, sich zuweilen gabeln und in ihrem Verlaufe eine gewisse Ähnlichkeit mit Flusssystemen besitzen. Sie bestehen der Hauptsache nach aus Grand, Sand und wohlgerundeten Geröllen (Rullstensgrus), an welche sich beiderseits marine Schichten anlagern.

Die Stromsysteme Norddeutschlands während der Glazialzeit. Die Schmelzwasser des sich zurückziehenden Inlandeises flossen teils unter letzterem ab, hauptsächlich aber schnitten sie sich außerhalb des Eisrandes breite und tiefe Thäler ein, welchen unsere heutigen Hauptströme jetzt nur noch streckenweise folgen. Diese alten Thalniederungen hielten eine parallel dem jeweiligen Gletscherrande verlaufende, anfänglich ungefähr ost-westliche Richtung inne und führten die von N. zufließenden Schmelzwasser vermehrt um die von Süden her kommenden Wasser der Weichsel, Oder und Elbe sämtlich der Nordsee zu. Der südlichste und deshalb älteste dieser Stromläufe lässt sich von Kalisch aus in westlicher Richtung nach Glogau verfolgen, nahm hier die Oder auf, und führte durch den Spreewald und das Baruther-Luckenwalder Thal längs des Vläming nach der Elbe. Nach einer beträchtlichen Abschmelzung des Inlandeises verlegte sich das Sammelthal weiter nach N und verband nun die Weichsel nördlich von Warschau vermittelst der jetzt vom Ner und der Warthe durchflossenen und vom Obrabruch eingenommenen Thalrinne mit der Oder, um sich von hier über Fürstenwalde nach Berlin und durch das Havelluch zur unteren Elbe zu wenden. In einer letzten Etappe des Rückzuges des Eises floss die Weichsel von Bromberg aus durch das Thal der Netze und Warthe, nahm dann die Oder auf, lenkte dann bei Freienwalde durch die Thalniederung des jetzigen Finnow- und Ruppiner Kanales ebenfalls zur unteren Elbe. Nach gänzlichem Abschmelzen des norddeutschen Inlandeises brach die Weichsel bei Fordon, die Oder bei Oderberg nach N zu ihrem jetzigen in die Ostsee führenden Unterlaufe aus. Die alten Ost-West-Thäler nebst den in sie einmündenden Schmelzwasserrinnen wurden eines nach dem anderen trocken gelegt, dann aber z. T. von gegen ihre Breite verschwindend kleinen Wasserläufen als bequemste Wege benutzt (Berendt).

Jung- und postglaziale marine Ablagerungen. Gegen das Ende der Glazialperiode, als sich die Gletscher bereits in die zentralen Partieen Skandinaviens zurückgezogen hatten, fand eine Senkung statt, infolge deren ein großer Teil des südlichen und mittleren Schwedens, sowie die Küsten-

striche Norwegens zeitweilig vom Meere und dessen Ablagerungen bedeckt wurden, um später wieder bis zu 200 m über den jetzigen Meeresspiegel emporgehoben zu werden. Hierher gehören die Terrassen, die Muschelbänke, die marinen Sande und Thone des südlichen Norwegens (vergl. S. 175). Die höchstgelegenen und deshalb ältesten dieser Muschelbänke enthalten eine Molluskenfauna mit arktischem Gepräge (Pecten islandicus, Buccinum groenlandicum, Yoldia arctica, Y. pygmaea, Mya truncata u. a.). In dem tiefer gelegenen, erst später während der Hebung der Küste abgelagerten Muschelthone verschwinden die arktischen Formen, dagegen finden sich Tellina solidula, Mya arenaria, Cardium edule, Mytilus edulis, Isocardia cor, Rhynchonella psittacea u. a.

Auch im südlichen Schweden haben Thone mit Yoldia arctica und Phoca groenlandica (= Hvarfviglera) eine weite Verbreitung, stehen mit Muschelbänken, z. B. bei Uddevalla mit arktischer Molluskenfauna in Verbindung und schmiegen sich an die Flanken der Åsar an. Auf sie folgen graue, postglaziale Thone (svart lera) mit Ostseemollusken (Tellina baltica, Cardium edule, Paludina baltica) und steigen bis zu 100 m Meereshöhe an. Sie sind von Sanden (Mosand) mit vereinzelten Ostseeconchylien überlagert. Die alten Küstenlinien sind durch Strandwälle bezeichnet.

Beispiele der Gliederung des nordeuropäischen Glazialdiluviums.

Im südlichen Schweden (nach Torell, Erdmann, Nathorst u. a.) (von oben nach unten).

9. Marine Sande mit Cardium, Litorina in Schonen, und Haidesand (Mosand) der Gegend von Stockholm.
8. Svartlera und Åckerlera mit Ostseemollusken.
7. Hvarfviglera, Glazialthon, Yoldiathon, sowie Muschelbänke mit arktischen Mollusken.
6. Dryasthone mit Dryas octopetala, Salix polaris, Betula nana.
5. Rullstensgrus = Geschiebedecksand. Åsar.
4. Gula Krosstenslera = oberer, gelber Geschiebelehm.
3. Diluvialsand und -thon mit Pisidium, Anodonta, Limnaea.
2. Blå Krosstenslera = unterer, grauer Geschiebelehm; nebst Krosstensgrus oder Bottengrus.
1. Diluvialsande und -thone, hauptsächlich in Schonen.

In Schleswig-Holstein und an der Unterelbe (nach Meyn und Gottsche).

5. Geschiebesand oder Decksand, bestreut mit großen erratischen Blöcken, und Haidesand (= 5. Schwedens).
4. Oberer, gelblicher Geschiebelehm, Geschiebethon oder Blocklehm mit Zwischenlagen von nordischen Granden.
3. Korallensand, Diluvial- und Spatsand mit kretaceïschen Bryozoën, ferner mit Cardium edule (Lauenburg u. Mölln); Austernbänke (Blankenese u. Stade); Mytilusbänke (Tarbeck); Torflager von Lauenburg.
2. Unterer, blauer Geschiebelehm, Korallenmergel, Moränenmergel.

1. Diluvialthon, Brockenmergel, Cyprinenthon, auf Alsen mit Cypr. islandica, Buccinum reticulatum, Corbula nucleus; Formsande; bei Fahrenkrog mit Nordseemollusken; lokal (Hamburg) mit Süßwasserfauna (Valvata piscinalis).

In der Mark Brandenburg (nach Berendt).

5. Decksand, Geschiebesand, oberer Diluvialsand, mit Grand- und Geröllagen, mit Dreikantern; Thalsand und Haidesand.
4. Oberer Geschiebemergel, z. T. vertreten durch den Geschiebesand.
3. Diluvialsand und -grand mit Resten von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Rangifer groenlandicus, Equus, Ursus u. a. (Rixdorf, Tempelhof, Britz, Nieder-Löhme, Phöben u. a. O.); ferner mit Süßwasserconchylien: Paludina diluviana, Bithynia tentaculata, Valvata piscinalis, Pisidium amnicum.
2. Unterer Geschiebemergel.
1. Glindower Thon, Diluvialthon, nebst unterem Diluvialsand und -grand mit Geröll- und Geschiebelagern. Letzterer mit dem Glindower Thon und dem unteren Geschiebemergel in oft mehrfacher Wechsellagerung. Die Thone, Sande und Grande mit Süßwasserconchylien, namentlich Paludina diluviana, Valvata piscinalis, Bithynia tentaculata, Pisidium amnicum. Der Geschiebemergel hat diese Conchylien aus seinem aufgearbeiteten Untergrunde aufgenommen; namentlich ist Paludina diluviana in den Bänken des unteren Geschiebemergels häufig.

Im nordwestlichen Sachsen (nach H. Crd.).

3. Geschiebedecksand, meist Hügel und Rücken bildend.
2. Geschiebelehm und Geschiebemergel, entsprechend dem unteren Geschiebemergel der Mark, Holsteins, Mecklenburgs; lokal mit Zwischenlagern von Diluvialsand, -grand und Geröllen; Palud. diluviana auf sekundärer Lagerstätte; neben den nordischen Geschieben lokal einheimische, geschrammte Geschiebe; stellenweise auf Rundhöckern und Gletscherschliffen aufruhend.
1. Bänderthon (Diluvialthon), sowie Flussschotter der Elbe, Mulde, Pleiße und Elster, diese sowohl mit nordischen wie mit südlichen Geröllen; lokal in Wechsellagerung mit Bänken von Geschiebelehm und Diluvialthon; darunter präglaziale, wahrscheinlich pliocäne Schotter der Elster und der Saale.

In allen diesen Profilen würde entstammen

1 u. 2 der ersten Vergletscherung;
3 der Interglazialzeit;
4 u. 5 (wo vorhanden) der zweiten Vergletscherung.

2. Das brittische Glazialgebiet.

Ähnlich wie die zentralen Teile Skandinaviens waren die Hochlande und Gebirge Englands, Schottlands und Irlands Ausgangspunkte für eine (vielleicht wiederholte) Vergletscherung der ganzen brittischen Inseln.*) Von jenen Hauptsammelstellen des Eises breitete es sich radiär nach allen

*) J. Geikie. The great Ice-Age. London 1877. S. 1—400.

Seiten aus, bedeckte die Berge bis zu einer Höhe von mehr als 1000 m mit Schliffen und Moränenmaterial, füllte den Meeresarm zwischen England, Schottland und Irland ganz aus, überschritt noch die atlantische Küste der beiden letzteren und schob sich über dieselbe noch über die Hebriden und Orkneys bis in den atlantischen Ozean hinaus. Am intensivsten war die Vergletscherung in Schottland. Die vor und während derselben erzeugten Gebilde gliedern sich nach J. Geikie wie folgt (von unten zu lesen):

4. Das allgemeine Inlandeis zieht sich zurück, getrennte Thalgletscher entstehen, auch diese verschwinden. Als Rückzugsgebilde werden erzeugt: lehmiger Schutt mit großen erratischen Blöcken, isolierte Hügel und Rücken von geschichtetem Kies und Sand (Kames), Endmoränen, schwache Seitenmoränen, sämtlich auf die Thäler beschränkt.

   Gleichzeitig findet eine Senkung von etwa 30 m statt, Thone mit arktischen Mollusken (Yoldia arctica, Pecten islandicus, Leda truncata u. a.) werden niedergeschlagen (Clyde beds).
3. Zweite Inlandeisbedeckung, sie hinterlässt den Upper boulder clay oder upper till, einen Geschiebelehm, reich an geschliffenen, geritzten marinen Resten aus den Interglazialthonen. Mit Einlagerungen und Nestern von Kies und Sand.
2. Beträchtlicher Rückzug des Inlandeises, gefolgt von einer Senkung des Landes um fast 200 m. Zuerst werden Kiese und Sande mit Mammut- und Renntierresten abgelagert, darüber nach der Küste zu marine Thone mit Tellina calcarea und Cyprina islandica (Shelly clay), sowie solche mit Mytilus edulis.
1. Allgemeine Bedeckung durch Inlandeis, welches sich radiär nach außen bewegt und bis in die seichteren Partieen des Meeres vordringt. Die von ihm zurückgelassene, bis über 80 m mächtige Grundmoräne ist der lower till oder lower boulder clay, ein steiniger, fester Lehm, voll von geschrammten Geschieben von oft gewaltigen Dimensionen. Infolge von Oszillationen des Eisrandes mit lokalen Einlagerungen von Thonen, Sanden und Kiesen, diese mit Birke, Haselnuss, Moosen, sowie mit Resten von Mammut, Renntier, Urochs. Der Untergrund ganz allgemein geschliffen und gesetzmäßig geschrammt, sowie zu Rundhöckern umgestaltet. In Vertiefungen wird der Till unterlagert von präglazialen Flussschottern und von Kiesen und Sanden, den Absätzen der Gletscherflüsse und -bäche (bis 20 m mächtig).

In ganz entsprechender Weise gliedert sich das Glazialdiluvium Englands und Irlands wie folgt:

4. Moränen und alte Strandwälle.
3. Upper boulder clay mit Einlagerungen von Sand, Kies und Thon.
2. Middle sands and gravels, marin, bis zu über 400 m Meereshöhe mit Cyprina islandica, Astarte arctica, Tellina baltica u. a.
1. Lower boulder clay, mit stark gestauchten Einlagerungen von Kies und Sand.

3. Das alpine Glazialgebiet.

Auch die Alpen waren während der Glazialzeit völlig vereist, so dass nur noch ihre höchsten Gipfel aus der einheitlich verschmolzenen, allge-

meinen Eisdecke hervorragten. Sie bildeten einen Herd, von welchem aus nach allen Seiten Gletscher ausströmten. Dieselben folgten meist den Thälern und drangen aus diesen nach Süden zu bis in die lombardische Ebene vor, füllten nach Westen zu die weite Einsenkung zwischen Alpen und Jura aus und erstreckten sich auf der kälteren Nordseite bis weit nach Schwaben und Bayern hinein, um auch hier wiederum zu einer den ganzen Nordfuß der Alpen umgürtenden, allgemeinen Decke zu verschmelzen.

Aus dem Studium der schweizer Glazialerscheinungen,*) also der Gletscherschliffe, Moränen und Wanderblöcke geht hervor, dass letztere und somit auch die sie transportierenden Gletscher aus dem Arvethal, dem Rhônethal, Aarthal, Reußthal, Linththal und dem Rheinthal hervorgetreten sind und sich in den ebenen Teilen der Schweiz ausgebreitet haben. Die Blöcke des Arvethales stammen von dem westlichen Abhange der Mont Blanc-Kette und von den Bergen oberhalb Sallanche; sie erfüllen das Arvethal von Chamouny an und steigen auf dem Rücken des Salène bis zu 1000 m Meereshöhe. Die Moränen des Rhônegletschers finden sich über die ganze Gegend von Genf und Solothurn zerstreut, so dass ihr dortiges Verbreitungsgebiet die Gestalt eines die ebenen Teile von Genf, Freiburg und Neuenburg, sowie Partieen von Bern, Solothurn und Aargau bedeckenden Fächers besitzt, dessen Spitze in der Rhônethalmündung liegt. Die vereinten Arve- und Rhônegletscher füllten den Genfer See aus, stauten sich am Juragebirge auf und ergossen sich, von hier als gewaltiger Eisstrom abfließend in das Rhônethal bis Lyon. Die Blöcke des Aarthales stammen aus dem Massive der Berner Alpen zwischen Gotthardt und Simmenthal und bedecken den deutschen Teil des Kantons Bern. Die des Reußthales sind dem Gotthardt und den Seitenthälern des Reußthales entführt und bedecken namentlich das Becken des Vierwaldstätter Sees. Rhône-, Aar- und Reußgletscher erfüllten die ganze weite Ebene zwischen Alpen- und Juragebirge und drangen stellenweise selbst noch über den Kamm des letzteren vor. Der Rheingletscher kam aus Graubünden und Vorarlberg, teilte sich an dem wie eine Klippe vorspringenden Sporne der Appenzeller Gebirge in zwei Ströme, deren einer über den Wallenstädter See und vereint mit dem Linthgletscher über Uznach und den Züricher See vordrang, während sich der andere von Rorschach aus über den Thurgau und das ganze Gebiet des Bodensees ergoss und sich weit nach Schwaben hinein bis fast zur Donau erstreckte.

In der Schweiz heben sich somit die oben aufgezählten Hauptgletscher, welche den großen Stammthälern folgten, scharf voneinander ab, in den nordtiroler und oberbayerischen Alpen hingegen waren die zahlreichen

*) A. Favre. Carte du phén. erratique et des anc. glaciers du versant nord des Alpes suisses. Genf. 1884.

Längs- und Querthäler, wie sie namentlich die nördlichen Kalkalpen in einzelne Berggruppen auflösen, bis zu einer Höhe von über 1500 m von einem zusammenhängenden Netze von Eisströmen erfüllt, welche auf möglichst direktem Wege das Gebirge zu verlassen strebten, um sich noch weit über die bayerische Hochebene zu erstrecken.*) Sich bei ihrem Austritte aus den Alpenthälern fächerförmig ausbreitend, vereinigten sie sich wieder zu einer einheitlichen Eisdecke. Vor den Hauptaustrittspunkten der Gletscherströme, aus denen letztere hervorgegangen, schob sich dieselbe in gewaltigen, bogenförmigen Zungen weit in das Vorland vor, um nach ihrem Abschmelzen typische, seenreiche Moränenlandschaften und zusammenhängende Züge von Endmoränen zurückzulassen, die bis nördlich von Kempten, Kaufbeuren, vom Ammersee, Schäflarn bei München, Wasserburg am Inn und Burghausen an der Salzach reichen. So schloss sich denn nach Osten zu an den Rheingletscher und mit diesem verschmelzend zuerst der Illergletscher und an diesen der Lech-, Isar-, Inn-, Chiem-, Salzach- und der Ennsgletscher an, welcher letztere jedoch das Alpenvorland nicht mehr erreichte.

In den östlichen Alpen bewegte sich in einer Mächtigkeit von mindestens 700 m, ganz Mittelkärnthen bedeckend und dem Thale der Drau von W nach O folgend, der riesige Draugletscher.

Auch auf der Südseite der Alpen haben sich während der Eiszeit Gletscher aus dem Hochgebirge bis zum Fuße derselben, bis zur lombardischen Ebene hinabgezogen und nach ihrem Verschwinden mächtige Anhäufungen von Moränenschutt zurückgelassen.**) Jedoch erreichten diese Eisströme Norditaliens bei weitem nicht die räumliche Ausdehnung wie diejenigen der Nordseite der Alpen, vereinigten sich also nicht wie diese zu einem den Südfuß der Alpen umgürtenden Eispanzer, übertreffen sie hingegen ebenso viel durch die Mächtigkeit der Schuttablagerungen, die sich meist in Gestalt gewaltiger amphitheatralischer Moränenwälle von bis zu 650 m Höhe quer vor den größeren Thalmündungen des Südrandes der Alpen hinziehen, so bei Ivrea, wo die Dora Baltea in die Ebene tritt, am Südende des Lago Maggiore, sowie des Comer Sees und des von Iseo. Fast überall wiederholen sich hier mehrere bogenförmige Endmoränen konzentrisch hintereinander, getrennt von oft sumpfigen Flächen mit Wasserlachen. Das Moränen-Amphitheater von Como besteht aus drei solchen ungefähr konzentrischen Wällen. Die Endmoräne von Andrate (Ivrea) erhebt sich

*) A. Penck. Die Vergletscherung d. Deutsch. Alpen. Leipzig 1882. — E. Brückner. Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abhandl. Bd. I. Heft 1. Wien 1886. — A. Böhm. Die alten Gletscher d. Enns u. Steyer. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1885. Bd. 35. Heft 3. S. 429.

**) L. Rütimeyer. Über Pliocän und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen. Basel 1876.

650 m hoch über seine Umgebung. Es sind dies gewaltige Gletscherbauten, mit denen sich diejenigen auf der Nordseite der Alpen an Großartigkeit nicht messen können. Auch das ganze Hügelgebiet, welches das südliche Ende des Garda-Sees umgiebt, ist nichts als eine gewaltige Anhäufung von Moränenschutt. Dieser verdankt seinen Ursprung einerseits dem über Arco herabkommenden, über 700 m mächtigen Sarca-Gletscher, welcher, das nur etwa 200 m tiefe Becken des Garda-Sees ausfüllend, über dieses bis in die Po-Ebene vordrang, andererseits einem Gletscher des Etschthales, welcher sich über Meran und Bozen bis in die Po-Niederung ausdehnte und in den Rundhöckern der unteren Thalgehänge, welche in so schroffem Gegensatze zu den wild-zackigen Spitzen der höheren Berggipfel stehen, ferner in den Gletscherstreifen und -furchen auf Schliffflächen, sowie in den gewaltigen Gletscherschuttmassen die deutlichsten Spuren zurückgelassen hat.*) Die enorme Ausdehnung und Mächtigkeit des Etsch-Gletschers geht aus der Großartigkeit dieser Gletscherspuren hervor, reichen doch die Rundhöcker bis zu einer Höhe von etwa 1500 m über die Thalsohle.

Dass die Vergletscherung der Alpen und ihres Vorlandes von mehrfachen sehr beträchtlichen Rückzügen des Eises unterbrochen war, welchen ein erneutes Vordringen des letzteren folgte, darauf weisen mächtige und weitverbreitete Schotter, vor allem aber Lager von Torf (Schieferkohlen) zwischen zwei Grundmoränen hin. Solche interglaziale Kohlenbildungen sind bekannt in der Nordschweiz bei Utznach und Dürnten am Züricher See, bei Mörschweil am Bodensee, am Thuner See, in den allgäuer Alpen bei Sonthofen. Die Pflanzen, welche diese Schieferkohlen zusammensetzen, weisen nach Heer auf ein mildes, dem heutigen ähnliches Klima jener Interglazialzeit hin. Die darauf folgende zweite Vergletscherung der Alpen erreichte die Ausdehnung der ersten nicht ganz, so dass die von beiden zurückgelassenen Moränen rings um die Alpen einen doppelten, einen äußeren älteren und einen inneren jüngeren Gürtel bilden (vergl. A. Penck und E. Brückner l. c.).

Außer dem Inlandeise, welches fast ganz Norddeutschland, ferner Britannien, die Alpen und deren Vorlande, also den größten Teil Europas bedeckte, erzeugte auch noch die Mehrzahl der **Mittelgebirge** während der Glazialzeit Gletscherströme von z. T. nicht unbeträchtlichen Dimensionen. Hierher gehören in erster Linie die Pyrenäen**) (u. a. mit dem Argelès-Gletscher von 52 km und der Garonne-Gletscher von 70 km Länge und 700 m Maximaldicke), ferner die Sierra Nevada und Sierra Guadarrama in

---

*) C. W. Gümbel. Über Gletscher-Erscheinungen im Etsch- und Innthale. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. München. Juli. 1872, S. 223. — R. Lepsius. Das westl. Süd-Tirol. Berlin 1878. S. 139.

**) A. Penck. Eiszeit in den Pyrenäen. Mitth. d. Ver. f. Erdkunde. Leipzig 1883.

Spanien, Corsica, Teile des nördlichen Apennin, das französische Zentralplateau, der Jura, die Vogesen, der Schwarzwald, Frankenwald, Vogtland, Erzgebirge, Harz, Sudeten, Karpathen, Hohe Tatra,*) Kaukasus und der nördliche Teil des Ural (Nikitin). Ebenso bildeten die Fär Ör ein selbständiges Glazialgebiet mit radiärer Gletscherbewegung.

Auf dem **nordamerikanischen Kontinente** finden sich Glazialablagerungen in ganz Canada, von wo aus sie sich über Neu-England und Long-Island, Michigan, Wisconsin und Minnesota bis jenseits des Mississippi ausdehnen und nach Süden zu bis nach New-Jersey, in das südliche Pennsylvania, Ohio, Indiana, Illinois und Jowa, also ungefähr bis zum 39. Breitengrade reichen. Das nordamerikanische Inlandeis erstreckte sich somit viel weiter nach Süden, als das entsprechende nordeuropäische, nämlich bis in die Breite von Sicilien. Sein südlicher Rand läuft vom heutigen Baltimore aus in westlicher Richtung bis zum Mississippi und wendet sich dann nordwestlich bis zum Eismeer. Die von dieser Eisdecke zurückgelassenen Glazialablagerungen und zwar namentlich der Boulder clay (die alte Grundmoräne) beschränken sich nicht auf das Flach- und Hügelland, sondern steigen z. B. in Neu-England am Mt. Washington und an den Green-Mountains bis über 1500 m hoch. Alte Flussthäler werden von ihnen vollkommen ausgefüllt, so dass die Flüsse nicht selten aus ihrem früheren Laufe vollständig verdrängt wurden, wie dies z. B. beim Niagara geschehen. An zahllosen Stellen machen sich Friktionserscheinungen in großartiger Weise geltend. Ausgedehnte Gesteinsflächen sind spiegelglatt geschliffen, dann fein gestreift und tief gefurcht worden. Die Oberfläche gewisser Quarzitkuppen am Oberen See ist so glatt, dass das Gehen auf dem nackten Fels beschwerlich fällt. Jedoch ist diese Polierung nur auf die nördlichen Abhänge und auf die Gipfel der Hügel, also auf die Stoßseite derselben beschränkt, während die südlichen Abfälle rauh und zackig geblieben sind. Über jene geschliffenen Nordabhänge ziehen sich fußtiefe und -breite Schrammen, oft eine neben der anderen hin.

Auf die aus Boulder clay, Sanden, Granden und erratischen Blöcken bestehenden nordischen Glazialgebilde Nordamerikas folgen in den östlichen Teilen Canadas und der Vereinigten Staaten marine Ablagerungen, nämlich arktische Ledathone, welche bis zu Höhen von 200 m ansteigen, und Sande mit Saxicava, — im Innern des Kontinentes hingegen Grande und lockerer Glazialschutt (entsprechend unserem Geschiebedecksande) und großartige Terrassensysteme, welche die Thäler begleiten und die Seen umgürten. Die jung- und postglazialen Ablagerungen der Diluvialzeit werden als Champlainformation bezeichnet.

---

*) J. Partsch. Die Gletscher d. Vorzeit i. d. Karpathen u. Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882.

Die Rocky Mountains und die Sierra Nevada bildeten außerdem selbständige Vergletscherungsgebiete.

Diluviale Kalktuffe, Knochenhöhlen, Löfs und Schotter. Die Gesteinsbildungen der Diluvialzeit auf den nicht oder nicht mehr mit Eis bedeckten Landstrichen bestehen aus Kalktuffen, Torf, Knochen führenden Ablagerungen in Höhlen und Spalten, Flusskiesen und -lehmen nebst dem Löß.

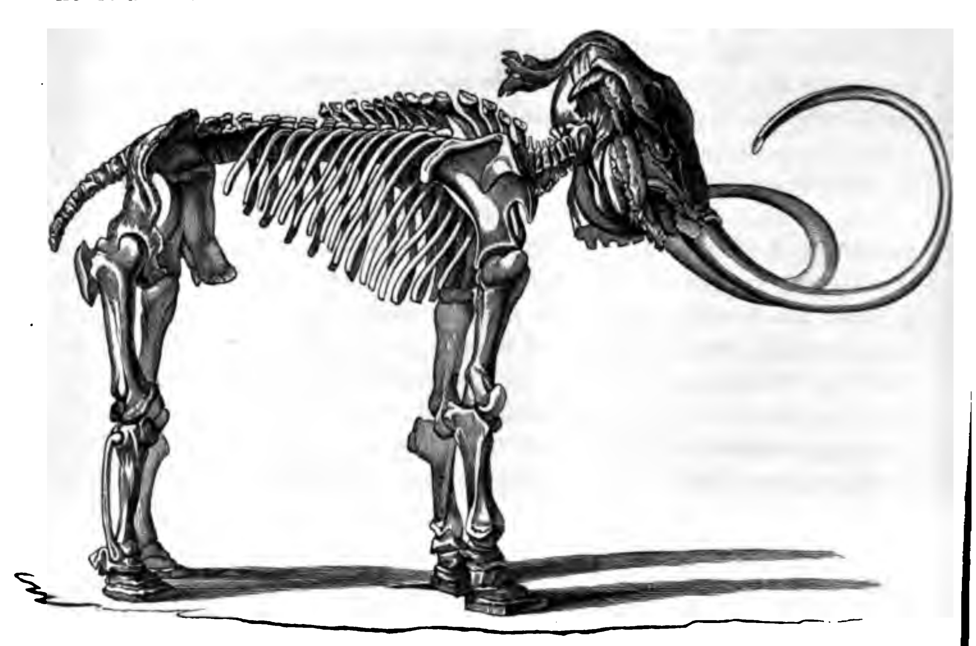


Fig. 504. Das Mammut, Elephas primigenius Blumenb.; vollständiges Skelett.

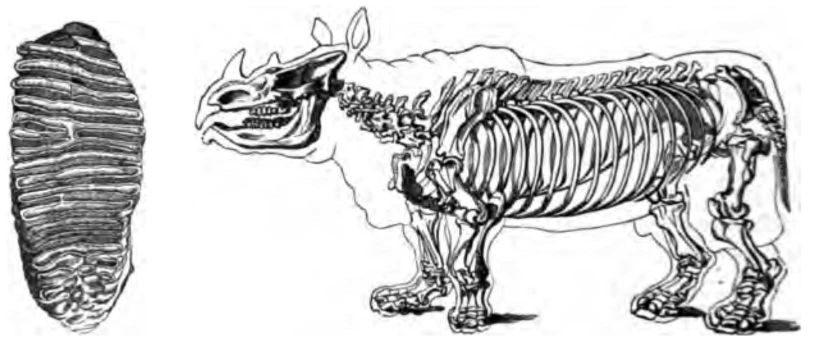


Fig. 505. Backenzahn von Elephas primigenius. Kaufläche.

Fig. 506. Rhinoceros tichorhinus (Tichorhinus antiquitatis).

Diluviale Kalktuffe finden sich beispielsweise bei Burgtonna, Mühlhausen und Weimar in Thüringen, wo sie flache und schluchtartige

Einsenkungen im Muschelkalk in horizontalen Bänken ausfüllen und z. T. auf altem Glazialschotter auflagern. Gewisse Schichten derselben sind voll inkrustierter Blattabdrücke von Scolopendrium, sowie von Pappeln, Eichen, Buchen, Linden und Weiden, endlich von zum Teil dicht aneinander stehenden Rohrstengeln von Arundo. Mit ihnen finden sich*) Skelettteile, Zähne und Geweihstücke von Cervus elaphus fossilis, Ursus spelaeus (Fig. 507), Equus caballus fossilis, Sus proavitus, Elephas primigenius (Fig. 504 u. 505), Rhinoceros tichorhinus (Fig. 506), ferner die Schalen von Helix, Planorbis, Limnaeus in außerordentlicher Menge. Ähnliche altdiluviale Süßwasserkalke sind bei Cannstatt in Württemberg bekannt.

Die Reste der oben genannten Säugetiere, namentlich aber von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus finden sich auch in Lehm- und



Fig. 507. Ursus spelaeus Rosenm.; Schädel von der Seite.

Kiesablagerungen damaliger Flüsse und in den Interglazialbildungen Nordeuropas (siehe S. 736 u. 740).

Im Kalktuff und Lehm unter den alten Torfmooren Englands und Irlands und in diesen selbst finden sich außerdem zum Teil vollständig erhaltene Skelette des irischen Riesenelenns (Megaceros hibernicus = Cervus euryceros), das bis zur Spitze seines Geweihes 3—4 m misst, während dieses letztere 2,7 m spannt. Wie in Britannien, so umschließen auch die interglazialen Torflager (Schieferkohle) von Utznach, Dürnten und anderen Orten der Nordschweiz nach Heer neben den Überbleibseln der jetzigen Rottanne, Föhre, Lärche, Eibe, Birke, Eiche und des Bergahorns zahlreiche Reste von Elephas, Rhinoceros, Bos primigenius, Cervus elaphus und Ursus spelaeus.

In den **Knochenhöhlen** finden sich Säugetierreste oft massenhaft angehäuft. Die meisten dieser Höhlen sind in Gegenden gelegen, deren Untergrund wesentlich von Kalksteinen und Dolomiten zusammengesetzt ist. Sie

---

*) A. Portis. Palaeontographica XXV. 1878. S. 141.

bestehen der Mehrzahl nach aus verschiedenen, mehr oder minder großen zusammenhängenden Räumen, welche durch enge, zum Teil fast senkrechte Kanäle miteinander verbunden sind. Der Boden dieser Höhlen ist von rötlichem, sandigem Lehm mit Säugetierknochen bedeckt. Darüber folgt eine

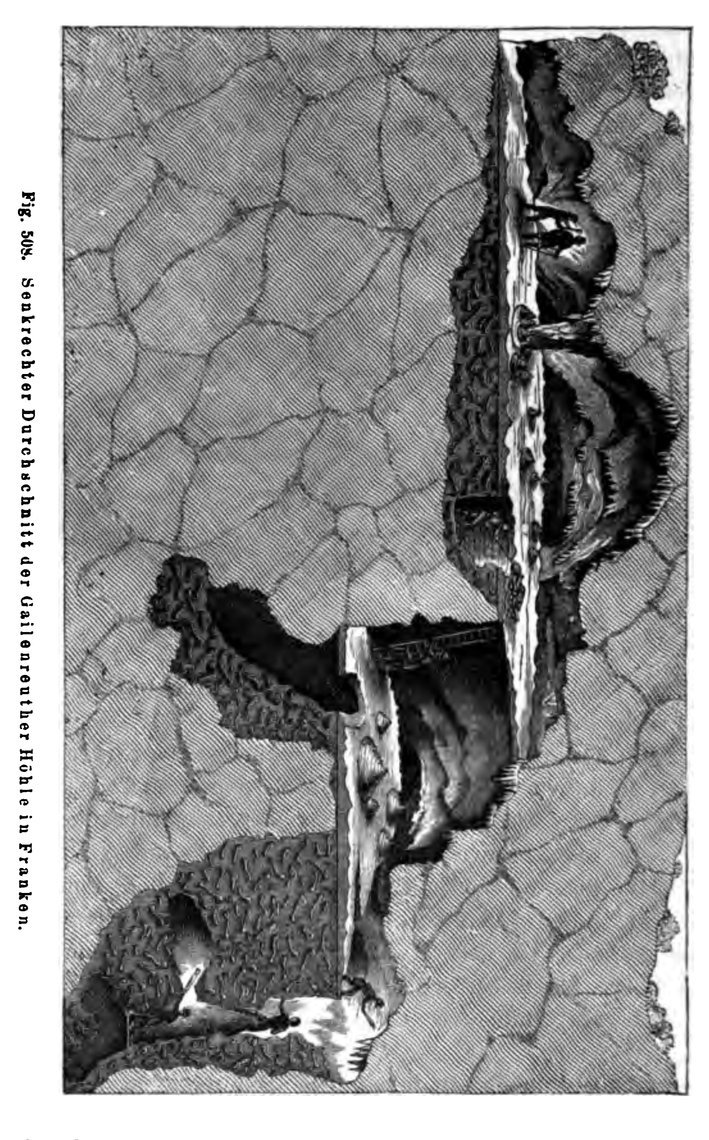


Fig. 508. Senkrechter Durchschnitt der Gailenreuther Höhle in Franken.

schützende, die Erhaltung der Knochen bedingende Decke von Kalksinter, welcher außerdem zuweilen auch noch die Knochenbruchstücke zu einer Breccie zusammenkittet. Die Knochen und Koprolithen der verschiedensten

Tiere liegen meist in größter Unordnung durcheinander und sind nicht selten dicht aufeinander gepackt.

In Deutschland ist es vor allem der fränkische Jura mit seinen Dolomiten, ferner das westfälisch-rheinische Mitteldevon, welche derartige Knochenhöhlen, ersterer die berühmten Muggendorfer, Gailenreuther und Hohlefelser Höhlen, letzteres z. B. den Hohlenstein und die Dechenhöhle bergen. In ihnen sind namentlich die Reste des Höhlenbären (Ursus spelaeus) zu Hunderten angehäuft, so dass z. B. der Gailenreuther Höhle Überbleibsel von über 800 Individuen entnommen worden sind. Neben ihnen, aber freilich an Menge weit zurückstehend, kommen Skeletttheile von Hyaena spelaea, Felis spelaea, Canis spelaeus, sowie solche von Rhinoceros, Cervus, Bos u. a. vor,

Die englischen Knochenhöhlen, deren berühmteste die von Kirkdale unweit York, die bei Bristol und die Kentshöhle bei Torquay sind, enthalten, abweichend von der großen Mehrzahl der deutschen, namentlich die Skelette von Hyänen (Hyaena spelaea), während die von Bären und anderen Tieren stark zurücktreten. In der Kirkdalehöhle waren solche von über 300 Hyänen des verschiedensten Alters, neben ihnen große Quantitäten ihrer Exkremente, die Reste des Elefanten, Tiger, Bär, Wolf, Rhinoceros, Hippopotamus, Büffel, Hirsch enthalten. In ähnlicher Weise herrscht übrigens die Hyäne im Hohlenstein in Westfalen, sowie in der Lindenthaler Höhle bei Gera vor den Bären und anderen Säugetieren vor.

In den Höhlen im Süden Frankreichs ist eine dritte, von der englischen und deutschen abweichende Fauna begraben, indem sie außerordentlich massenhafte Anhäufungen von Knochen und Geweihen des Renntieres bergen. Ganz analoge Vorkommen sind die Knochenbreccien der am Mittelmeer gelegenen Länder. Sie füllen Spalten der dortigen Kalkgebirge aus und sind von Gibraltar bis nach der Südspitze Griechenlands, sowie auf Corsica, Sardinien und Sicilien an zahllosen Punkten bekannt. Sie bestehen aus einer rötlichen Kalkmasse mit Landschnecken und schneeweißen Knochen von Dickhäutern, Wiederkäuern und Nagetieren, unter denen neben Rhinoceros, Elephas und Hippopotamus namentlich Lagomys Sardus, deren Verwandte jetzt nur noch in Sibirien leben, in erstaunlicher Menge auftritt.

Der **Löfs** ist innerhalb der weiten Flusswannen, auf den Abdachungen vieler Gebirge und Höhenzüge, sowie auf flachen Plateaus und in seichten Becken während der Diluvialzeit zur Ablagerung gelangt.*) Er besteht aus

*) Siehe die Litt.-Angaben auf S. 271. Ferner: A. Jentzsch. Über den Löß. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1872. Bd. VI. S. 38, sowie die in diesem Aufsatze enthaltenen Litteraturangaben. — F. Sandberger. Die Land- und Süßwasser-Conchylien d. Vorwelt. Wiesbaden. Schlussheft 1875. Löß. — A. Penck. Mensch u. Eiszeit. Archiv. f. Anthrop. Bd. XV. Heft 3. Braunschweig 1884. — F. Wahnschaffe. Quartärbildungen

einem außerordentlich feinkörnigen Akkumulat von vorwaltenden Quarzkörnchen, nebst minimalen Partikeln von Feldspäten und Glimmer, die eine so geringe Konsistenz besitzen, dass das Gestein mehlartig abfärbt und im Wasser zerfällt. Er hat eine lichtgelblichbraune Farbe, ist von Wurzelröhrchen durchzogen, bildet senkrechte Abstürze, ist meist vollkommen ungeschichtet, zeichnet sich durch seinen Kalkgehalt aus und führt dann eigentümlich gestaltete Mergelkonkretionen, die Lößmännchen, und neben diesen gewöhnlich Gehäuse von Landschnecken, sowie Knochen von Säugetieren, nämlich von Elephas, Rhinoceros und einer Anzahl typischer Steppenbewohner. Die Landschnecken sind Spezies der Geschlechter Helix, Pupa, Clausilia, Bulimus, Limax, Vitrina; unter ihnen sind Pupa muscorum (Fig. 510), Succinea oblonga, Helix hispida (Fig. 509) die häufigsten

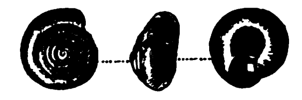


Fig. 509. Helix hispida Lin.

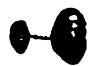


Fig. 510. Pupa muscorum Lin.

und bezeichnendsten. Eine sehr große Verbreitung hat der Löß im Rhein- und Donauthale sowie in den Thälern des Mains und Neckars, deren Fruchtbarkeit er wesentlich bedingt und wo er z. T. in einer Mächtigkeit von 10—15, ja 30 m auf den Kies- und Geröllablagerungen der Thalgehänge aufruht, und durch zahllose Hohlwege in fast senkrechten Wänden entblößt ist. Auch an den Thalgehängen der Elbe von unterhalb Meißen bis Pirna, namentlich aber im nördlichen Böhmen, ferner an der Neiße, Mulde, Saale, Unstrut und Werra, sowie auf den angrenzenden oder zwischengelegenen Plateaus ist Löß zur Ablagerung gelangt, beschränkt sich also auf die Landstriche südlich von dem Verbreitungsgebiete der zweiten Vergletscherung. Dasselbe gilt von den Thälern der Oder und Weichsel, an deren Gehängen er bis zu 400 m Meereshöhe emporsteigt und Zonen bildet, welche z. B. bei Oswiecin fast 3 Meilen Breite erreichen können. Von Oberschlesien zieht er sich nach Polen hinein, wo er bei Sandomir eine Mächtigkeit von 30 m erreicht. Überall lagert hier der Löß auf Kies-, Sand- und Schotterablagerungen auf, welche von den Flüssen der Diluvialzeit z. T. hoch über ihrem jetzigen Strombette zurückgelassen worden sind, steigt aber von hier aus die Gehänge der Thalwannen hinauf bis auf die benachbarten Plateaus. Hier überall dürfte der Löß als primäres oder verwehtes Absatzprodukt der Gletschertrübe von seiten der Flüsse während der Glazial- und Interglazialzeit zu erklären sein.

d. Umgegend v. Magdeburg. Berlin 1885. S. 65; — Die lößart. Bildungen etc. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1886. S. 353.

Als charakteristisches Beispiel für eine derartige Lagerungsweise des Lößes und zugleich für die Gliederung der Diluvialablagerungen innerhalb der großen Flussthäler Zentraleuropas kann gelten:

das Diluvium des Rheinthales (nach Koch, Kinkelin, Sandberger, Lepsius, Chelius, Schumacher u. a.):

3. Löß mit Helix hispida, Pupa muscorum, P. columella, Succinea oblonga; zu unterst Sandlöß; bis 30 m mächtig, von der Rheinebene bis fast 250 m über dieselbe aufsteigend.

2. Mosbacher Sande (Reichstetter und Lingolsheimer Sande und Kiese bei Strassburg); bei Darmstadt bis 100 m mächtig; bis 120 m über den Rheinpegel aufsteigend; namentlich bei Mosbach mit Felis spelaea, Ursus spelaeus, Hippopotamus major, Rhinoceros Merki, Elephas primigenius, Cervus tarandus, Bos primigenius, Equus caballus, Arctomys marmotta; reich an Süßwasser- und Landmollusken: Unio, Anodonta, Pisidium, Valvata, Planorbis, Limnaeus, Succinea, Pupa, Clausilia, Helix, Hyalina in vielen Arten. Vereinzelt Knochen- und Geweihstücke mit Spuren menschlicher Bearbeitung.

1. Ältere Flussschotter und Sande, Taunusschotter, mit scharfkantigen Gesteinsblöcken, bis 400 m über den Rheinpegel ansteigend; Mainische Geröll- und Blocklager; ohne organische Reste.

Über den allgemeinen Charakter der Fauna Zentraleuropas während der Diluvialzeit.*) Wie aus der allgemeinen Vergletscherung unseres Kontinentes zu erwarten, besitzt die mitteleuropäische Tierwelt der Glazialzeit einen ausgesprochenen arktischen Charakter, welcher sich in der Verbreitung einer Anzahl spezifisch nordpolarer Tierformen über ganz Mitteleuropa kundgiebt. Zu diesen gehören vor allem: das Renntier (Rangifer groenlandicus und tarandus), der Moschusochse (Ovibos moschatus), der Schneehase (Lepus variabilis), der Lemming (Myodes obensis und M. lemnus), das nordischste aller Landsäugetiere, der Halsbandlemming (Myod. torquatus), der Eisfuchs (Canis lagopus) und der Vielfraß (Gulo luscus), sowie die Schneeeule (Strix nyctea) und das Moorschneehuhn (Lagopus albus).

Auf diese ausgesprochen arktische Fauna, die vollkommen mit der Vereisung ihrer Umgebung in Einklang stand, folgte eine charakteristische

*) A. Nehring. Die quatern. Faunen von Thiede u. Westeregeln. Arch. f. Anthropol. Bd. X. S. 359. Bd. XI. S. 1. Braunschweig 1878; — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1880. S. 468; — Verhandl. d. Berlin. anthrop. Gesellsch. 1882. H. 4. 11. März; — Kosmos. Bd. VII. 1883. S. 173; — Tagebl. d. 57. Vers. deutsch. Naturf. 1884. S. 157; — Geolog. Magazine 1883. p. 51. — J. N. Woldrich. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss Wien. Bd. LXXXII. Juni 1880; — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1880. Nr. 15. S. 284. — F. Sandberger. Verhandl. d. phys.-med. Gesellsch. Würzburg. N. F. Bd. XIV. 1879. S. 1.

Steppenfauna, welche namentlich die nach dem Rückzuge des Eises bloßgelegten, der Waldvegetation noch entbehrenden plateauartigen und flachhügeligen Landstriche bevölkerte und der Tierwelt der jetzigen südwestsibirischen Steppen entsprach. Ihre namentlich im Löß vorkommenden Hauptvertreter sind: Alactaja jaculus (Pferdespringer), Spermophylus altaicus (Steppenziesel), Arctomys bobac (Bobac), Lagomys pusillus (Zwergpfeifhase), Arvicola ratticeps (nordische Wühlratte), Arv. gregalis (sibir. Zwiebelmaus), Antilope saiga. Zu ihnen gesellen sich die zwar nicht geradezu für die Steppen charakteristischen, aber doch dort zahlreich lebenden Iltis, Hermelin, Wolf, Wildpferd, Trappe u. a.

Neben allen diesen Charaktertieren unserer heutigen Polar- und Steppenländer wurde Mitteleuropa damals noch bewohnt von Elephas primigenius (Mammut), Elephas antiquus, Rhinoceros tichorhinus (wollhaariges Rhinoceros), Rhin. Merkii, Bos primigenius (Urstier), Bison priscus (Auerochs), Cervus euryceros (megaceros), Cerv. alces (Elenn), Ursus spelaeus (Höhlenbär), Ursus arctos, Hyaena spelaea, Equus caballus fossilis, Felis spelaea u. a. Das gemeinsame Vorkommen von Rhinoceros und Elephas, welche heute auf die heißen Regionen beschränkt sind, mit echt arktischen Tieren verliert sein Auffallendes, seit man weiß, dass die genannten Dickhäuter ein dichtes wolliges Haarkleid zum Schutze gegen die Kälte trugen, also für den Aufenthalt im kalten Norden besonders eingerichtet waren.

Verlassen wir Europa und werfen einen raschen Blick auf die Diluvial-Faunen anderer Kontinente. Merkwürdig ist das massenhafte Vorkommen von Skelettteilen des Elephas primigenius in Nordsibirien, dessen Diluvialboden von Mammutknochen ganz durchsäet ist, und wo so viele fossile Stoßzähne gewonnen werden, dass ein sehr bedeutender Teil alles in den Handel gebrachten Elfenbeines von dort stammt, — Beweise dafür, dass jene Gegenden während der Diluvialzeit Haupttummelplätze des Mammuts waren. An der Mündung der Lena wurde im Anfang dieses Jahrhunderts der Kadaver eines Mammuts in dem gefrorenen Boden gefunden. Es maß bis zur Schwanzspitze 5,5 m und war 3,1 m hoch. Seine Haut war von dichtem Haar bedeckt, welches am Halse und auf dem Rücken eine lange, vielleicht bis an die Knie reichende Mähne bildete; sein Fleisch war so gut erhalten, dass es Wölfen und Hunden zum Fraß diente, sein Schädel enthielt noch Hirnreste und den vertrockneten Augapfel, zwischen seinen Zähnen fanden sich Reste von nordischen Pflanzen, die ihm zur Nahrung gedient hatten. Später tauchte an der Tasbucht der Kadaver eines zweiten, mit Haut und Haar erhaltenen Mammuts aus der gefrorenen Erde infolge des Tauens derselben hervor. Man hat die Zahl der Mammutindividuen

von denen die in den letzten 200 Jahren durch Tauen des Bodens hervorgetretenen und durch die Gewässer ausgewaschenen Skelettteile herrühren, auf 20 000 geschätzt. Auch der mit Fleisch, Haut und Haaren versehene Kadaver eines zweihörnigen Rhinoceros wurde gegen Ende des vorigen Jahrhunderts in dem gefrorenen Boden Sibiriens gefunden und zum Teil nach Petersburg gebracht.

Aus den Sand-, Kies- und Moorablagerungen des nordamerikanischen Diluvialkontinentes stammen die Reste eines riesigen Mastodons (Mastodon giganteum, Fig. 511), von welchem man den Torfmorasten der Staaten New-York, New-Jersey und der Ufer des Missouri eine

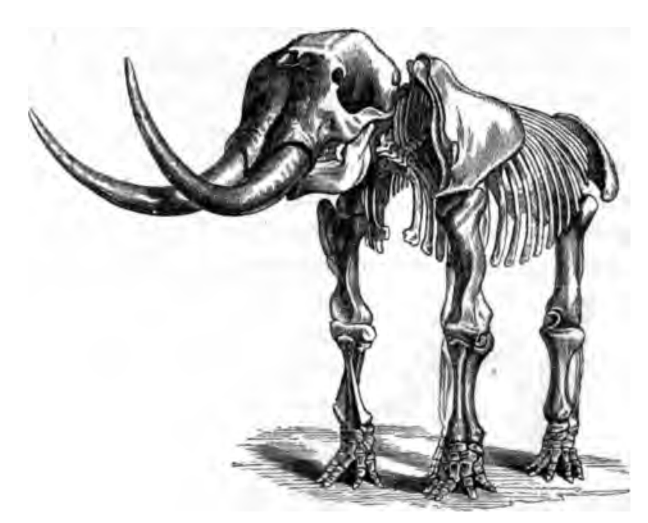


Fig. 511. Mastodon giganteum.

Anzahl ganz vollständig erhaltener Skelette entnommen hat. Ihre Höhe beträgt fast 4 m, die Länge ihres Körpers gegen 6 und die ihrer Stoßzähne 4 m; Reste des Magens mit Überbleibseln von unverdauten Pechtanne- und Kieferzweigen fanden sich in dem Raume zwischen den Rippen eines der Tiere. Während das Mastodon namentlich in der nördlichen Hälfte des nordamerikanischen Diluvialkontinentes gelebt zu haben scheint, war die südlichere Partie desselben von Elephas americanus bevölkert. Mit ihnen vergesellschaftet kamen gigantische Hirsche, Renntiere, Elenn, Beutelratten, Nabelschweine, Bisamochsen, Pferde, Biber, Löwen und Bären, endlich im Süden der Vereinigten Staaten Faultiere (Mylodon, Megalonyx, Megatherium) vor, während einige der gwöhnlichsten europäischen Diluvialformen, wie Rhinoceros, Hippopotamus, Hyäne und Lemming fehlen. Dafür existieren jedoch einige in Europa seit der Tertiärperiode erloschene Gestalten noch fort, so außer dem erwähnten Mastodon namentlich das Hipparion (siehe

S. 706). Auffällig ist die Häufigkeit der Pferde im Diluvium Nordamerikas, wo sie durch 6 Spezies vertreten sind, aber bald ausgestorben sein müssen, da die Ahnen der jetzt in Amerika lebenden Pferde von Europa importiert sind, also eine zweite, mit der ersten in keiner Verbindung stehende Pferdefauna repräsentieren. Übrigens lässt die Zusammensetzung der diluvialen Tierwelt Nordamerikas schließen, dass dieser Kontinent damals in Zusammenhang mit der alten Welt sich befunden habe, woraus sich die gleichwertige Beteiligung des Mammuts, Elentieres, Renntieres, Bisamochsen und Pferdes an der beiderseitigen Fauna erklärt, während die nordamerikanischen Faultiere von Süden her eingewandert zu sein scheinen.

Gleichalterige Kalktuff- und Lehmschichten, reich an Resten von Säugetieren, bilden die ausgedehnten Ablagerungen der Pampas des Laplata in Südamerika und haben in Columbia, Ecuador, Peru, Bolivia und Chili eine weite Verbreitung.*) In der südamerikanischen Säugetierfauna ziehen neben Bibern, Pferden, Tapiren, Lamas, Mastodonten, Wölfen, Panthern und breitnasigen Affen namentlich die riesigen Faultiere und Gürteltiere unsere Aufmerksamkeit auf sich, während die auffälligsten und gewöhnlichen Diluvialtiere Europas, der Elefant, das Rhinoceros und Flusspferd, vollständig fehlen. Das Megatherium (Fig. 512) war be-



Fig. 512. Megatherium Cuvieri Desm. Aus dem Pampasschlamm von Buenos Ayres.

*) H. Burmeister. Die fossilen Pferde der Pampasformation (nebst Übersicht der gesamten Säugetierfauna dieser Formation). Buenos Ayres 1875 (auch in Stuttgart). —

deutend größer, als das Rhinoceros, und übertraf an Masse jedenfalls mehr als hundertfach irgend einen der lebenden Vertreter der Edentata; sein Oberschenkelknochen war etwa dreimal so dick, wie der eines Elefanten und zwar nur doppelt so lang als dick; seine Füße hatten die Länge einer Elle und waren mit gewaltigen Krallen bewaffnet, der zur Stütze dienende Schwanz hat eine kolossale Ausbildung erfahren. Aller Wahrscheinlichkeit

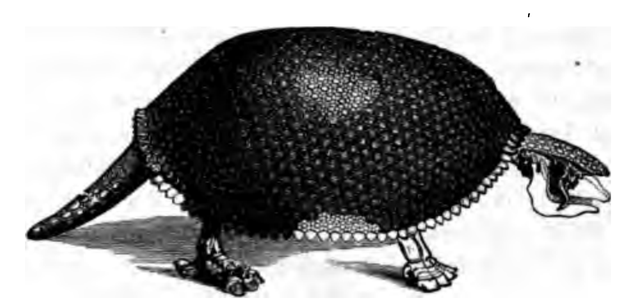


Fig. 513. Glyptodon clavipes Osw.

nach richtete das Riesenfaultier seinen Vorderkörper, indem es sich auf Schwanz und Hinterfüße stützte, in die Höhe und riss mit seinen Vorderfüßen Zweige zu seiner Nahrung herunter. Das Glyptodon (Fig. 513) war ein riesiges Gürteltier. Es besaß, von der Schwanzspitze bis zum Kopfe gemessen, 3 m, sein schildkrötenähnlicher Panzer gegen 2 m Länge. Es bewohnten also schon zur Diluvialzeit Faultiere und Armadille denselben Kontinent, dessen lebende Säugetierwelt durch Faultiere, Gürteltiere und Ameisenfresser ihren so spezifischen Charakter erhält. Haben wir nun bereits oben gesehen, dass einige Faultiere aus ihrer südlichen Heimat nach Nordamerika auswanderten, um jedoch dort bald auszusterben, so stammen umgekehrt die diluvialen Mastodonten, Pferde und Tapire der Pampas aus dem Norden.



Fig. 514. Dinornis elephantopus Owen. Moa Neu-Seelands.

In Australien waren die dasselbe in der posttertiären Zeit bewohnenden Säugetiere, gerade wie sie es jetzt sind, ausschließlich Beuteltiere, nur sind ihre heutigen Vertreter Zwerge im Vergleiche mit ihren Vorfahren. So war das Diprotodon so groß wie ein Hippopotamus, sein Schädel allein

W. Branco. Über eine fossile Säugetierfauna von Punin in Ecuador. Paläont. Abhandl. Bd. I. H. 2. Berlin 1883.

besaß eine Länge von einem Meter, mit seinen gewaltigen Schneidezähnen konnte es selbst große Bäume zu Falle bringen.

In Neu-Seeland endlich hausten 3—4 m hohe straußähnliche Riesenvögel, die Moas, (Dinornis, Fig. 514), während Säugetiere ebensowenig wie jetzt vertreten waren. Überall findet das Gesetz der Succession gleicher Typen Anwendung.

Dass der **Mensch** bereits ein Zeitgenosse jener diluvialen Tierwelt und somit ein Augenzeuge wenigstens der zweiten Vergletscherung der nördlichen Hemisphäre war, darüber können Zweifel nicht mehr obwalten.*) Hat man doch in dem Diluvialschotter verschiedener Gegenden, so bei Abbeville im Thale der Somme, bei St. Acheul unweit Amiens, bei Châtillon sur Seine, bei Précy im Oisethale, bei St. Prest an der Eure, bei Hoxne in England aus Stein angefertigte, aber noch sehr rohe Werkzeuge, also die ersten Spuren der Existenz des Menschen, und in den darüber liegenden Schichten Überbleibsel, namentlich Zähne von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Hippopotamus major und Cervus megaceros gefunden, — und sind endlich in zahlreichen Höhlen, sowie im Kalktuff und Löß Deutschlands, Englands, Belgiens und Frankreichs Spuren der Thätigkeit und Reste des Menschen in einer solchen Art und Weise mit Überbleibseln der Tiere der Glazialzeit vergesellschaftet vorgekommen, dass eine andere Erklärung als die ihrer gleichzeitigen Existenz nicht möglich ist. Man bezeichnet die Periode der Erdentwickelungsgeschichte, aus welcher jene lediglich aus Stein, Horn und Knochen hergestellten, äußerst rohen, stets gleichgeformten und mit den Resten von diluvialen Tieren vergesellschafteten Waffen und Gerätschaften stammen, als ältere oder diluviale Steinzeit.

Einer der wichtigsten, die Gegenwart des Menschen während der Eiszeit beweisenden Fundpunkte war ein Graben im Torfmoore an der Quelle der Schussen, eines bei der Prämonstratenser Abtei Schussenried unweit Saulgau entspringenden, dem Bodensee zufließenden Baches. Hier hat sich nach Fraas**) folgendes Profil ergeben (Fig. 515): Zu oberst liegt Torf *e*, zum Teil mit viel Kies *f* gemengt, und wird unterteuft von einem 1 bis 2 m mächtigen Lager von weißlichgelbem Kalktuffe *c* mit Pupa muscorum Nils., Helix pulchella Drap., Helix hispida Lim., Clausilia obtusa Pf. und Pisidium fontinale Pf., wodurch sich der Kalktuff als diluvial heraus-

*) Ch. Lyell. The geological evidences of the antiquity of man. 4 ed. London 1871. — K. Zittel. Die ältere Steinzeit. Korrespondenzblatt d. Deutsch. Gesellsch. f. Anthropol. 1873. Nr. 7. — Boyd Dawkins. Die Höhlen und die Ureinwohner Europas. Übersetzt von Stengel. Leipzig 1876. — J. Geikie. Prehistoric Europe. London 1881. — A. Penck. Mensch u. Eiszeit. Archiv f. Anthropol. Bd. XV. H. 3. Braunschweig 1884.

**) O. Fraas. Die neuesten Erfunde an der Schussenquelle. Württemb. naturw. Jahresheft. 1867. Heft 1. Siehe auch Archiv f. Anthropologie. 1867. Heft 3. S. 29.

stellt. Von ihm scharf getrennt, zum Teil, nämlich bei *d* über, zum Teil und zwar links bei *b* unter ihm, liegt eine Schicht d u n k e l b r a u n e n M o o s e s von so vortrefflicher Erhaltung, dass es wie frisch erscheint. Es sind lauter nordische und hochalpine Formen, z. B. das lappländische und grönländische Hypnum sarmentosum und groenlandicum, sowie Hypnum fluitans var. tenuissimum, jetzt nur alpin und im arktischen Amerika vorkommend. Dieses Moos, welches mit Sand vermischt ist, bildet zusammen mit einem Haufwerke von Knochen abgeschlachteter Tiere und von Produkten menschlicher Kunstfertigkeit die K u l t u r s c h i c h t v o n S c h u s s e n r i e d, welche augenscheinlich eine zum Anhäufen der Abfälle der Küche und des täglichen

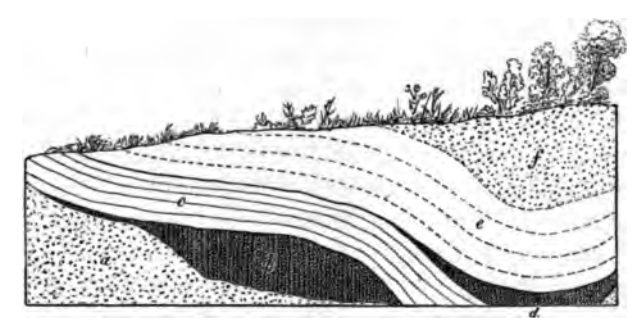


Fig. 515. Profil bei Schussenried. Nach *Fraas*.
a Kies; *b* und *d* Kulturschicht von Schussenried; *c* diluvialer Kalktuff; *e* Torf; *f* Kies.

Lebens benutzte Grube in dem darunter liegenden Kiese *a* ausfüllt und eine Ausdehnung von etwa 40 Quadratruten und eine Tiefe von 1 bis 2 m besitzt. Mit dem arktischen Charakter der genannten, wohlerhaltenen Moose stimmt der Charakter der tierischen Reste. Weitaus alle übrigen an Menge übertreffend ist das R e n n t i e r, während von anderen Hirschen keine Spur vorhanden ist, so wenig wie heute der Edelhirsch mit dem Renntier je zusammen vorkommt. Neben letzterem haben sich bei Schussenried gefunden: Skeletteile des Pferdes, des Vielfraßes (Gulo spelaeus), eines nordischen Bären (Ursus arctos), des Wolfes, des Eisfuchses und Goldfuchses, des Hasen, des Singschwanes und mehrerer Moorenten. Alles besitzt einen hochnordischen Typus und weist darauf hin, dass zur Zeit der Anhäufung jener Kehrichtmasse ein Klima geherrscht hat, welches heute unter dem 70. Grad nördl. Breite beginnt und in unseren Breiten an der Grenze des ewigen Schnees und Eises herrscht, dass, mit anderen Worten, die jene Kulturschicht bildenden Abfälle aus der Eiszeit stammen. Auch der M e n s c h lebte damals bereits in jenen Gegenden. Wurden auch noch keine Skeletteile desselben gefunden, so zeigen sich doch Spuren seiner Thätigkeit in den aufgeschlagenen Markröhren und Schädeln der Renntiere und Pferde, in den bearbeiteten Geweihen der ersteren, in den Werkzeugen von Flint, in den

vom Feuer geschwärzten Schiefer- und Sandsteinplatten, welche die Stelle der Schüsseln und Pfannen vertraten, in den hölzernen und beinernen Nadeln, in den Knollen von roter Farbe, wie sie augenscheinlich zum Bemalen des Körpers benutzt wurden. Der Schwaben zur Eiszeit bewohnende Mensch stand auf einer noch sehr niederen Kulturstufe, war ihm doch die Benutzung von Metallen noch durchaus ebenso fremd, wie die Töpferei.

Überraschende Proben der Kunstfertigkeit dieser Urbewohner Europas lieferte das Kessler Loch bei Thayngen unweit Schaffhausen, wo man in einer von Kalksinter bedeckten Kulturschicht neben zahlreichen Renntierknochen und Feuersteinsplittern auf Rennhorn eingeritzte Zeichnungen von Renntieren und Pferden, sowie Hornschnitzereien, welche die Köpfe des Moschusochsen und des Pferdes darstellen, auffand.*)

Ebenso instruktiv wie die Aufschlüsse von Schussenried sind die von Fraas gemachten Funde im Hohlefels im schwäbischen Achthal. Dem Modergrunde dieser Höhle entstammen Feuersteinmesser der ältesten, rohesten Form, an der Wurzel durchbohrte Schneidezähne des Renntieres und des Pferdes, Bärenskelette, zugespitzte Renntiergeweihe, Skelettteile von Elefanten, Rhinoceros, Renntieren, Antilopen und gewaltigen Katzen, welche letztere den Königstiger um $^1/_3$ seiner Größe übertreffen. Augenscheinlich war die Jagd der Mittelpunkt des Lebens der alten Höhlenbewohner, das Ziel ihrer Jagd aber der Bär und zwar der echte Ursus spelaeus. Die Skelettteile dieses über 3 m langen Höhlenbären liefern nun den interessanten Beweis, dass derselbe von Menschen erschlagen und zerlegt wurde. Der Schädel ist stets mit Gewalt zerklopft, der Unterkiefer herausgenommen und als axtartiges Werkzeug benutzt, die markhaltigen Röhrenknochen sind geöffnet, die Wirbel entzwei geschlagen und schließlich sind die Rippen mit großer Sorgfalt zu Pfeilspitzen gespalten. Um die Bärenkiefer zu kurzen, fasslichen Instrumenten und Handwaffen umzugestalten, wurde der aufsteigende Ast derselben weggeschlagen und so eine bequeme Handhabe hergestellt, während der spitze Eckzahn, dessen Eindrücke man in vielen anderen damit bearbeiteten Knochen wiedererkennt, als eigentliche Axt diente. Auch hier liegen also die untrüglichen Beweise des Zusammenlebens des Menschen und der Fauna der Glazialzeit vor.

Zu ähnlichen Resultaten haben nach Zittel und v. Dechen die Ausgrabungen in der Räuberhöhle unfern Regensburg und in der Balver Höhle auf der rechten Seite der Hönne geführt. Dort fanden sich in den zum Teil humusreichen, zum Teil mit Kalk- und Sandsteingeröllen gemengten Lehmschichten, welche den Boden der Höhle bedeckten, neben Resten von Equus, Sus, Mustela, Castor, Rangifer, Elephas primi-

*) L. Rütimeyer. Arch. f. Anthropol. Bd. VIII. S. 122 u. Korr.-Bl. d. Deutsch. Gesellsch. f. Anthrop. 1877. Nr. 9 u. 10.

genius, Rhinoceros tichorhinus, Ursus spelaeus, Hyaena spelaea, Felis spelaea Bruchstücke roh gearbeiteten Töpfergeschirres, bearbeitete oder verkohlte Knochen- oder Geweihstücke, rohe Werkzeuge aus Kieselschiefer und Feuerstein, bearbeitete Stücke von Kieselschiefer und Sandstein und endlich Holzkohlen.

In Norddeutschland wies Nehring in der Gegend von Wolfenbüttel Feuersteininstrumente und Holzkohlenstückchen neben Skelettteilen des Lemming, Pfeifhasen, Rhinoceros, Elephas, Hyaena spelaea, Felis spelaea u. a. nach. Viele der größeren, namentlich der das Gehirn umschließenden Knochen zeigten sich gewaltsam zertrümmert.*) Ganz ähnliche Resultate ergab die reiche Ausbeute der Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera**), der Einhornhöhle bei Scharzfels am Harz und zahlreichere anderer Höhlen Deutschlands.***)

Ferner sind von Dupont in der Umgegend von Namur und zwar in den felsigen Thalgebieten der Maas und ihrer Nebenflüsse gegen 60 Höhlen untersucht worden. Der Kies und Flussschlamm, welcher ihren Boden hoch bedeckte, enthielt außerordentlich zahlreiche, zum Teil von Menschenhand aufgeklopfte Knochen des Höhlenbären, der Höhlenhyäne, des Renntiers, des Mammuts, des Rhinoceros, des Ur und der Gemse, zugleich aber neben vereinzelten Teilen menschlicher Skelette etwa 24 000 behauene Feuersteinwerkzeuge.

Ein ganz ähnliches Beweismittel liefert eine Elfenbeinplatte, welche im Périgord an der Dordogne gefunden wurde (Fig. 516). Auf



Fig. 516. Elfenbeinstück mit Zeichnung eines Mammuts.

ihr sind auf das unverkennbarste mehrere Mammute in vollem Laufe dargestellt; die krummen Stoßzähne und kleinen Ohren, wodurch das

*) A. Nehring. Die quart. Faunen von Thiede und Westeregeln. Braunschweig 1878. — Derselbe. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1880. Nr. 12. S. 209.

**) K. Th. Liebe. Die Lindenthaler Hyänenhöhle. 18.—20. Jahresb. d. Gesellsch. von Freunden etc. Gera 1878.

***) C. Struckmann. Arch. f. Anthrop. Bd. XIV. S. 191. — H. v. Dechen. Geol. u. pal. Übers. d. Rheinprovinz u. d. Prov. Westf. Bonn 1884. S. 787—814.

Mammut vom Elefanten abweicht, sind getreu wiedergegeben, ebenso die auffallend langen Mähnen, welche am Halse und Bauche bis zu den Knien herabhingen. Auch die Funde von mit Knochen von Flusspferden, Mammuten und Nashörnern vergesellschafteten rohen Feuersteininstrumenten in diluvialen Lehm- und Kieselablagerungen, wie sie aus dem Somme- und Eurethal, aus Suffolk u. a. O. bekannt geworden sind, weisen auf die Gleichzeitigkeit der Existenz der Diluvialtiere und des Menschen hin.

Wie gesagt, sind Skelettteile des Menschen in keiner der oben kurz beschriebenen Knochenhöhlen gefunden, nur die Spuren menschlicher Thätigkeit sind uns in ihnen überliefert und beweisen, dass der Mensch bereits in jenen grauen Zeiten gelebt hat. Andere Aufschlusspunkte liefern jedoch auch die sonst vermissten Skelettteile des diluvialen Menschen. So fand man bei Abbeville in der Picardie neben roh geschlagenen Feuersteinen und bearbeiteten Rhinocerosknochen einen Unterkiefer und mehrere Knochen des Menschen, bei Aurignac in der Haute Garonne neben aufgeschlagenen Renntier-, Rhinoceros- und Riesenhirschknochen 17 der Wissenschaft leider wieder verloren gegangene menschliche Skelette, im Neanderthal einen Schädel, in Höhlen bei Lüttich mehrere Schädelreste, im Département de la Dordogne eine Anzahl Skelettteile von wenigstens fünf Individuen, — jedoch sind alle diese Funde zu fragmentar und vereinzelt, um allgemeine Folgerungen auf den anatomischen Bau der Bewohner Europas während der diluvialen Zeit zu gestatten. Nur auf ihre Lebensweise können wir schließen. Jene ältesten nachweisbaren Menschen waren Höhlenbewohner auf der denkbar niedrigsten Stufe der Kultur, die Benutzung der Metalle war ihnen durchaus, die Töpferei zum größten Teile vollkommen unbekannt, ihre Werkzeuge und Waffen waren roh behauene Feuersteine und grob bearbeitete Knochen, an Stelle aus Thon gefertigter Kochgefäße bedienten sie sich Schiefer- und Sandsteinplatten, Ackerbau war ihnen noch fremd, allein Jagd verschaffte ihnen ihren Lebensunterhalt, welchen sie sich in gefährlichem Kampfe mit den gewaltigsten und reißendsten Vertretern der Tierwelt mit Waffen armseligster Art erringen mussten. Zugleich hatten sie einem weit kälteren Klima zu trotzen, als es heute in Zentraleuropa heimisch ist.

Die Dauer dieser älteren Steinzeit muss eine außerordentliche gewesen sein, denn bis zum Beginne der jüngeren Steinzeit, mit einer der heutigen so nahestehenden Tier- und Pflanzenwelt haben sich die klimatischen Verhältnisse und mit ihnen die Bewohner der alten Kontinente umgestaltet und sind wesentlich die der Jetztzeit geworden.

Die Gesteinsablagerungen, welche sich seit dem Verschwinden der diluvialen Tierwelt gebildet haben, werden als **Alluvium** oder **rezente Bildungen** bezeichnet. Sie sind der Gegenstand früherer Betrachtungen

gewesen, so die Produkte der Thätigkeit des Wassers und des Eises auf S. 200, 232, 262 u. f., des Vulkanismus auf S. 133, 162 u. f., des Windes auf S. 269, des organischen Lebens auf S. 278 u. f. Zu ihnen gesellen sich die Spuren menschlicher Eingriffe in das Walten der Naturkräfte und mehren sich in demselben Maße wie die geistigen und mechanischen Hilfsmittel ihrer Urheber. Denn war die Mannigfaltigkeit der anorganischen Natur, der Formenreichtum der Faunen und Floren eine notwendige Folge der Summierung von Resultaten aller früheren Einzelvorgänge, so gilt dasselbe von der Vielseitigkeit der geistigen Funktionen des Menschen. Unter dem Einflusse der sich allmählich häufenden Eindrücke, Erfahrungen, Errungenschaften und Erfindungen ward aus dem Geschlechte der Mammut-, Renntier- und Höhlenbärenzeit der Mensch, der sich die Erde unterthan macht.

REGISTER.

A.

B.

C.

D.

E.

F.

G.

H.

I.

L.

N.

P.

Qu.

R.

S.

T.

U.

V.

W.

X.

Y.

Z.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.

